



Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Haut-Allier: les termes acides

Jacques Marchand

► To cite this version:

Jacques Marchand. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Haut-Allier: les termes acides. Pétrographie. Université de Nantes, 1974. Français. NNT : . tel-01087737

HAL Id: tel-01087737

<https://theses.hal.science/tel-01087737>

Submitted on 26 Nov 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Public Domain

Jacques MARCHAND

Docteur 3^e cycle

Assistant

**PERSISTANCE D'UNE SERIE GRANULITIQUE
AU CŒUR DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS.**

HAUT-ALLIER

LES TERMES ACIDES

NANTES

1974

Jacques MARCHAND

Docteur 3^e cycle

Assistant

**PERSISTANCE D'UNE SERIE GRANULITIQUE
AU CŒUR DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS.**

HAUT-ALLIER

LES TERMES ACIDES

NANTES

1974

*à Jocelyne, à Nathalie
à mes parents,
à mes amis*

Ce mémoire, présenté comme Thèse de Doctorat 3ème cycle, a été édité dans la série des Travaux du Laboratoire de Pétrologie et Minéralogie de l'Institut des Sciences de la Nature de l'Université de Nantes.

Pour en obtenir un exemplaire, le lecteur intéressé voudra bien en faire la demande à :

Jacques MARCHAND
Assistant

Laboratoire de Pétrologie et Minéralogie
B.P. 1044

44037 - NANTES Cedex - France

Ont été édités dans la série des Travaux du Laboratoire de Pétrologie et Minéralogie de l'Université de Nantes les mémoires suivants :

- 1966 A. NICOLAS : "Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises)
- Thèse d'Etat - 2 volumes - ÉPUISÉ
- 1966 C. GAGNY et A. NICOLAS : "La séparation des minéraux dans les roches. Organisation et techniques en vue de la réalisation d'un programme important".
- 1968 C. GAGNY : "Pétrogenèse du Granite des Crêtes" (Vosges méridionales, France) - Thèse d'Etat - 1 volume - ÉPUISÉ
- 1970 J.P. JACQUIN : "Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador" - Thèse d'Etat - 2 volumes -
- 1970 B. LASNIER : "Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale - Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures (France).
- Thèse 3ème cycle - 1 volume - ÉPUISÉ
- 1971 P. LEBLANC : "La lame tectonique bordant le flanc NE du granite de Clisson-Mortagne, ses gabbros et leur contexte cristallin dans le secteur de St Christophe-du-Bois - Mauléon (Massif armoricain méridional - France)"
- Diplôme Etudes Supérieures - ÉPUISÉ
- 1971 B. LASNIER : "Les péridotites et pyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais - France)".
- 1973 A. LEYRELOUP : "Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes ; son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français).
- Thèse 3ème cycle - 1 volume -
- 1973 B. LASNIER, A. LEYRELOUP, J. MARCHAND : "Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss œillés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricain méridional (France)".
- 1974 J. MARCHAND : "Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut-Allier) - Les termes acides -
- Thèse 3ème cycle - 1 volume -

AVANT - PROPOS

Après une revue rapide des principales séries "leptyno-amphibolitiques" de France qui me fit parcourir la Bretagne méridionale, le Massif Central et le Massif des Maures, Monsieur le Professeur F.H. FORESTIER me proposa, en 1971, l'étude des roches granulitiques acides du Haut-Allier. Sa connaissance du terrain et ses critiques constructives ont largement contribué à la découverte de cette importante série catazonale dont l'étude n'a pu être réalisée qu'avec l'aide de l'équipe dont il coordonne les efforts et celle de toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont aidé à l'élaboration de ce mémoire :

B. LASNIER dont la collaboration journalière, tant sur le terrain qu'au laboratoire, n'a fait que renforcer nos liens amicaux ;

A. LEYRELOUP, dont les discussions passionnées sur un sujet qu'il connaît bien, m'ont été très enrichissantes ;

Jocelyne, ma femme, à qui revient, entre autres, le grand mérite d'avoir déchiffré le manuscrit pour en réaliser une première frappe ;

Le professeur A. NICOLAS dont les conseils m'ont été si souvent précieux ;

Les professeurs P. CAVET et F. OTTMANN qui ont eu la lourde tâche de m'initier à la Géologie ;

Le professeur G. TURCO et son collaborateur J.P. PUPIN à qui je dois l'étude des zircons de ces roches granulitiques ;

L'ensemble des chercheurs du Département de Géologie de Nantes, ainsi que le personnel technique : Mme NAULET, M. COSSARD et M. Derval, sans lesquels ce mémoire n'aurait pu voir le jour ;

Mme Rocher qui a assuré avec compétence la dactylographie du manuscrit ;

Le service de reprographie de l'imprimerie de l'ensemble "Sciences" de Nantes qui, sous la direction de Mme MARCHAIS, a permis la diffusion de ce mémoire.

Je tiens enfin à remercier Messieurs les professeurs M. ROQUES et J. TOURET qui ont accepté de juger ce travail.

Que tous, et ceux que j'aurais pu oublier, reçoivent ici l'expression de ma profonde gratitude.

PLAN DE L'OUVRAGE

AVANT-PROPOS.....	5
PLAN DE L'OUVRAGE.....	7
INTRODUCTION.....	9
CHAPITRE I — Conditions de gisement — Structure — Nomenclature — Techniques utilisées — Travaux antérieurs	15
PREMIERE PARTIE — ETUDE PETROGRAPHIQUE DU GROUPE KHONDALITO- KINZIGITIQUE	25
CHAPITRE II — Les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine	29
Planches hors texte	
CHAPITRE III — Les granulites rubanées à silicates d'alumine.....	61
Planches hors texte	
CHAPITRE IV — Les granulites sans silicates d'alumine	87
Planches hors texte	
CHAPITRE V — Les roches granulitiques hybrides	109
Planches hors texte	
CHAPITRE VI — Conclusions à l'étude des roches du groupe khondalito- kinzigitique.....	117
DEUXIEME PARTIE — LES ROCHES DERIVEES — EVOLUTION DE LA SERIE GRANULITIQUE.....	121
CHAPITRE VII — Gneiss et "micaschistes"	125
Planches hors texte	
CHAPITRE VIII — Migmatites	133
Planches hors texte	
CHAPITRE IX — Evolution des paragenèses des roches du groupe khondalito- kinzigitique.....	147
CHAPITRE X — Evolution thermodynamique de la série	153
CHAPITRE XI — Lithologie originelle	165
CONCLUSIONS.....	177
BIBLIOGRAPHIE	183
TABLES.....	201

INTRODUCTION

Le socle métamorphique du Massif Central français vu dans son ensemble comporte au moins deux grandes régions :

- une région septentrionale et médiane où une érosion intense a dégagé des parties profondes d'un socle (gneiss – migmatites) ;
- une partie méridionale occupée par des séries de couverture généralement schisteuses où n'affleurent qu'exceptionnellement des blocs affectés par un métamorphisme plus profond.

On a reconnu dans les terrains métamorphiques de la partie septentrionale et médiane deux unités principales séparées l'une de l'autre par une large bande de micaschistes :

- au nord-est, le "noyau arverne" (JUNG, 1953) ;
- au sud-ouest, le noyau lémovico-ruthène, dont l'individualité est encore discutée.

C'est dans la partie méridionale du "noyau arverne" que se situe le terrain faisant l'objet de mes recherches : le Haut-Allier.

Bien des roches qui y affleurent se retrouvent de façon identique en d'autres régions de ce vaste noyau (Lyonnais, Sioule), ce qui en confirme l'unité.

La région du Haut-Allier qui va nous intéresser ici est constituée par une série de gneiss, de micaschistes et de migmatites intensément plissés, au sein desquels la fin de l'époque hercynienne a laissé sa marque (bassin stéphanien effondré de Brassac – Langeac), mettant un terme à une histoire métamorphique antérieure complexe. C'est de la période alpine (Limagne oligocène de Brioude – Paulhaguet et volcanisme sporadique plio-quaternaire), que datent les derniers événements géologiques importants ayant affecté cette région.

L'analyse plus détaillée du socle (FORESTIER – 1961) montre que l'on y peut distinguer au moins trois unités principales :

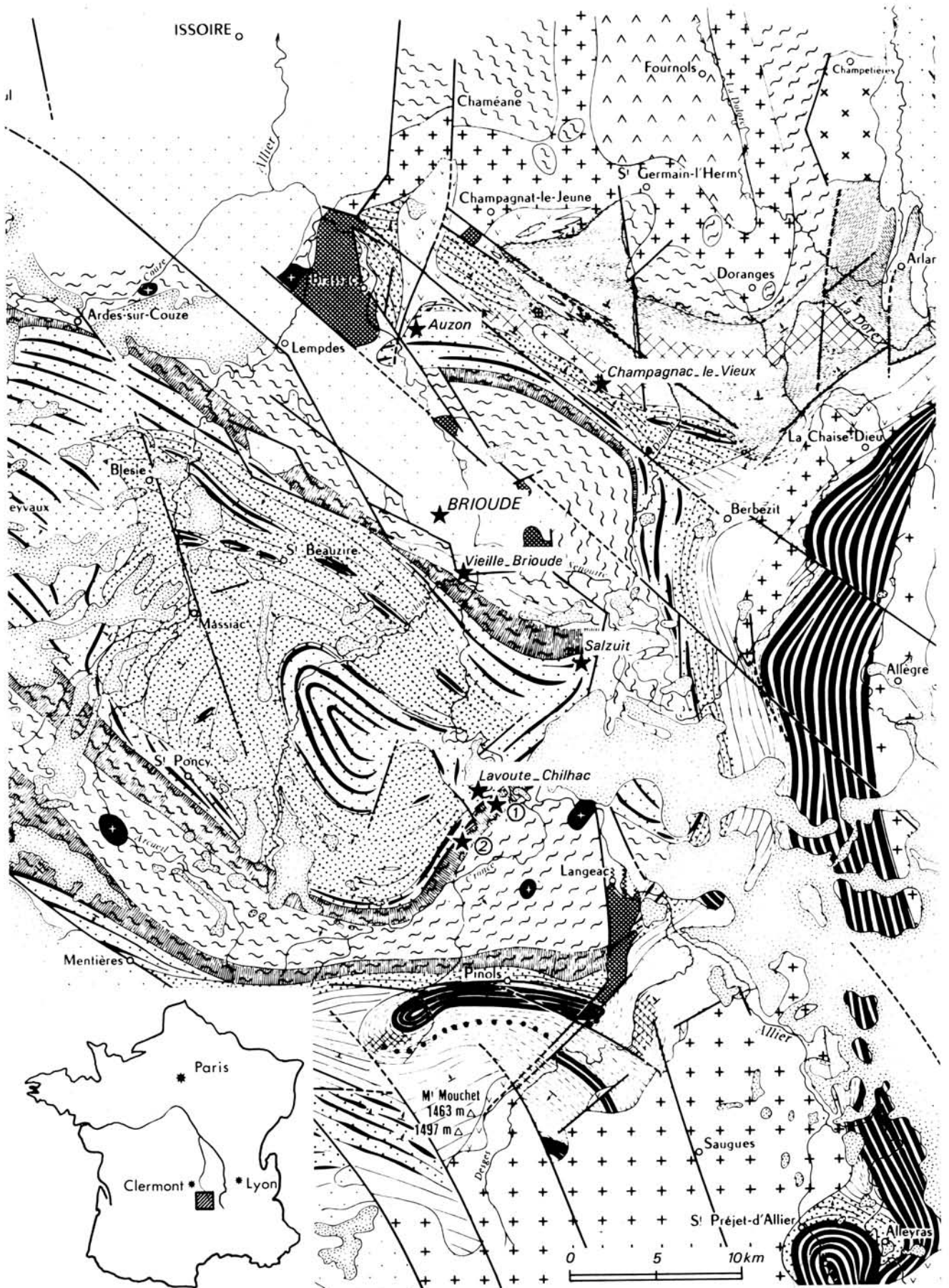



Fig. 1. — Situation des régions étudiées dans le bassin du Haut-Allier.


LEGENDE


 Pliocène et quaternaire (basaltes)

 Oligocène (sédiments)


 Stéphanien (sédiments)

ECTINITES II

 Pseudo-phyllades à chlorite et séricite (plus ou moins albitisées)

 Pseudo-embréchites à cordiérite et microcline, ou à albite.

MIGMATITES II


 Migmatites œillées ou largement cristallines (embréchites et anatexites)

ECTINITES I

 Micaschistes à deux micas


 Horizon à disthène

 Gneiss à deux micas

 Gneiss à biotite et sillimanite (avec ou sans cordiérite)

 Groupe leptyno-amphibolique brivadois

MIGMATITES I

 Anatexites schisteuses à sillimanite

 Anatexites grenues à biotite et cordiérite


GRANITES "antéhercyniens"

 Granite d'anatexie localisé

GRANITES "hercyniens"


 Granites filoniens à deux micas

 Granite porphyroïde de la Margeride

 Granite porphyroïde de Champetières

 Granite porphyroïde du Livradois (La Chaise-Dieu, St Germain l'Herm, etc...)

 Granite à deux micas de Fournols

 Granite hétérogène du Velay (à nodules de cordiérite)

 Failles jalonnées de mylonites ou de filons quartzeux

 Failles masquées ou probables

 Pendage des couches

 Limites des zones étudiées en détail

① "Les Rochers de Lisoul" Cne de St Cirques

② "Passebarial" Cne de St Austremonie

- un synclinorium de gneiss où le type dominant est le gneiss à biotite et sillimanite ;
- une couronne anticlinale de gneiss nébulitiques à biotite et cordiérite dominants, ceinturant de toutes parts l'unité précédente et la séparant de la troisième unité ;
- un synclinorium complexe entourant au nord-est, à l'est et au sud les unités précédentes, tandis que le dessin des parties ouest et nord-ouest se trouve masqué par le volcanisme plio-quaternaire du Cézallier.

La lithologie des gneiss qui affleurent de part et d'autre de la couronne de migmatites précédemment définie, est identique ; ce qui prouve ici l'unité du matériel impliqué dans les deux structures synclinoriales désignées par FORESTIER dès 1961 sous les noms de : synclinorium de Massiac et synclinorium Desges - Senouire - Doulon.

C'est au sein des gneiss et des migmatites de cette région que furent identifiés dès 1968 (LASNIER), puis en 1969 (FORESTIER, LASNIER) les premiers témoins d'une série de roches appartenant, par leurs paragenèses, au faciès granulite. Depuis lors, les études détaillées poursuivies par FORESTIER, LASNIER, LEYRELOUP ainsi que par l'auteur du présent mémoire, en ont montré l'extrême variété et la grande importance. Cette étude n'a pu être menée que grâce à une division harmonieuse du travail et à une collaboration de tous les instants entre les auteurs précités. Le présent mémoire synthétise les résultats de la partie minéralogique et pétrographique des recherches intéressant plus particulièrement les termes acides rencontrés dans cette série granulitique ; un autre mémoire au moins en présentera les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés (1).

L'ensemble de la région qui nous intéresse est couvert par les feuilles géologiques au 1/80 000ème de Brioude (n° 175) et de St Flour (n° 185) et par la feuille Michelin n° 75, pli 5.

Les zones étudiées en détail sont situées dans leur grande majorité sur la rive droite de l'Allier (mais il s'agit d'un choix arbitraire (fig. 1)):

- dans un triangle aux sommets desquels se placent les chefs-lieux de commune de Vieille-Brioude, Salzuit, Lavoute-Chilhac. Géologiquement, cette zone est située dans la partie orientale du synclinorium de Massiac ; elle englobe essentiellement des terrains rapportés au groupe "leptyno-amphibolique brivadois" qui, au nord, passe par l'intermédiaire d'une couronne d'anatexites schisteuses à biotite et sillimanite, à des anatexites grenues nébulitiques à cordiérite (FORESTIER-1961).

(1) L'aspect structurologique de ces recherches fera l'objet d'une étude ultérieure.

- dans un second triangle, plus au nord : Brioude, Auzon, Champagnac-le-Vieux, qui chevauche la bordure septentrionale du synclinorium de Massiac et le synclinorium Desges - Senouire - Doulon ; dans ce substratum métamorphique apparaissent de Brioude à Champagnac-le-Vieux : des anatexites, la couronne leptyno-amphibolique du synclinorium de Massiac et enfin une zone polymétamorphique constituée de "micaschistes" à deux micas appartenant au groupe Livradois méridional (FORESTIER-1961).

Les autres secteurs du synclinorium de Massiac n'ayant pas fait l'objet d'une prospection aussi méticuleuse que celle qu'ont subie les deux triangles précités, on n'y connaît jusqu'à présent que quelques indices intéressants : Passebarial (Cne de St Austremoine), Les Rochers de Lisoul (Cne de St Cirgues), pour ne citer que les localités réparties dans ou sur le flanc interne du synclinorium de Massiac. Dans sa retombée sur l'unité synclinoriale Desges-Senouire - Doulon, les mêmes formations ont été retrouvées dans la vallée du Doulon et de ses affluents (La Trinité) ainsi qu'en quelques autres points.

■■■■■■■■

Rochers de Lisoul	à 500 m de St Cirgues au bord de la route qui mène à Langeac
Passebarial	premier hameau de St Austremoine en venant de St Cirgues
Doulon	affluent rive droite de la Senouire 3 km en aval de Paulhaguet, venant de St Germain l'Herm
La Trinité	affluent rive gauche du Doulon en amont de Vals-le-Chastel

CHAPITRE I

CONDITIONS DE GISEMENT - STRUCTURE - NOMENCLATURE - TECHNIQUES UTILISEES - TRAVAUX ANTERIEURS -

I-1 CONDITIONS D'AFFLEUREMENT

Les reliques de matériel granulitique dans les socles polymétamorphiques rétro-morphosés d'Europe moyenne se présentent généralement en septa de taille variable (quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres et parfois quelques kilomètres de puissance) dans un encaissant de roches acides. Au sein de ces séries de gneiss et migmatites souvent monotones, il est relativement aisé de repérer les septa basiques ou carbonatés du fait de leur différence de couleur et de compétence ; en revanche, il est plus délicat de faire la part de ce qui revient au faciès granulite dans des roches acides de composition chimique identique et d'aspect macroscopique fréquemment semblable. Le problème d'identification, et donc d'échantillonnage, n'est pas facilité par le grain fin de ces roches qui permet rarement la détermination des paragenèses sur le terrain. Cela m'a donc conduit à prélever en plusieurs campagnes le plus grand nombre possible d'échantillons et à n'en faire le tri définitif qu'au laboratoire.

Dans cette région où les affleurements sont souvent discontinus (voir carte d'affleurement en planche hors-texte), les innombrables murettes qui limitent les anciennes vignes cultivées en terrasses, présentent un inventaire synthétique et statistique de tout ce qui se trouve dans les environs immédiats. D'une part, les échantillons de grosse taille sont facilement accessibles sans outillage particulier, et d'autre part, ils sont dans un état de "fraîcheur" remarquable, ce qui est rarement le cas à l'affleurement. L'inconvénient majeur de ce type de prélèvement serait l'imprécision de la localisation d'origine. Mais, lorsqu'on sait que ces murettes ont été édifiées avec des pierres arrachées à leur gisement par des labours répétés, puis empilées au bord du champ, le problème n'est plus gênant car la précision est statistiquement satisfaisante, contrôlée d'ailleurs le plus souvent par la découverte d'affleurements en place

à proximité. Toutes les roches prises comme types pétrographiques dans cette étude ont été retrouvées à l'affleurement.

1-2 STRUCTURE

Des différentes structures observées ici, la plus typique est la structure granulitique ; elle correspond à un assemblage jointif de grains, souvent de petite taille (< 1 mm) et qui ne présentent pas d'allongement particulier.

BERTHELTSEN (1960) qualifie cette structure de granoblastique et en distingue trois types principaux suivant l'aspect des sutures entre deux plages minérales contigües (fig. 2).

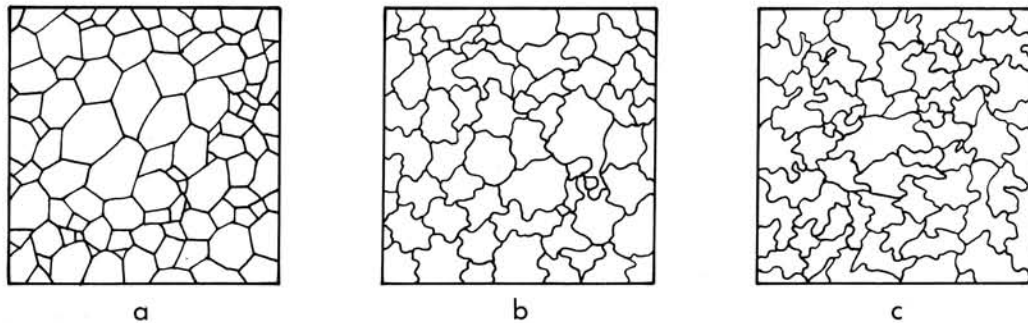


Fig. 2.- "Division of granoblastic textures" in BERTHELTSEN (1960), p.24.

- type "a" : Structure granoblastique saccharoïde :
les sutures sont rectilignes et tendent à faire entre elles des angles de 120° ;
- type "b" : Structure granoblastique interlobée :
les sutures sont des lignes courbes ou sinueuses, les plages sont lobées et s'interpénètrent légèrement ;
- type "c" : Structure granoblastique amiboïde :
les sutures sont très sinueuses, les plages miment l'aspect d'amibes aux pseudopodes enchevêtrés.

Pour décrire les structures des roches étudiées, j'emploierai une nomenclature proche de celle de BERTHELTSEN en préférant néanmoins, à l'instar de BEHR et al. (1971), le terme de granuloblastique (BINNS-1964) pour dénommer la structure de type "a". On parlera donc de :

- type "a" - Structure granuloblastique (polygonale) ;
- type "b" - Structure granoblastique interlobée ;
- type "c" - Structure granoblastique amiboïde.

Ces structures s'appliquent aux minéraux dominants de nos roches, à savoir : le quartz, le feldspath alcalin, le plagioclase. Ces trois types sont couramment observés et sont liés au degré de tectonisation du septum étudié. Il est classique d'y voir au centre une structure granuloblastique qui évolue à sa périphérie vers une structure granoblastique amiboïde, voire encore plus déformée (structure à quartz en plaquettes).

Dans le cas où la rétro-morphose est accentuée, l'apparition en quantité appréciable de biotite et de sillimanite peut conduire à des structures lépidoblastiques, nématoblastiques, voire diablastiques. Dans de nombreux niveaux du groupe khondalito-kinzigitique, des amandes relictuelles (du millimètre au centimètre) de mésoperthite, antiperthite ou même d'apatite, donnent à la roche une structure blastomylonitique ; cette dernière est encore appelée selon la nomenclature de MOORE (1970) "structure flasérisée", ce qui n'implique pas la notion de blastèse.

L'observation microscopique montre que certaines de ces amandes baignent dans un fin broyat recristallisé, de nature identique ; celles-ci sont donc relictuelles, il s'agit de phénoclastes et localement on pourra parler de structure en mortier.

L'énumération de ces différentes structures qui peuvent coexister dans une même lame mince, annonce l'hétérogénéité de ces roches qui, dans leur ensemble, ont été affectées par plusieurs phases tectoniques successives.

L'inventaire de ces structures ne serait pas complet si, dans ces roches à quartz exprimé, l'on n'abordait pas le problème du "quartz en plaquettes" (platy quartz, Plattenquarz, Disquenquarz, etc...). Cet habitus du quartz en amandes ou rubans mono ou polycristallins, généralement aplatis dans le plan de foliation (1), a été longtemps un critère déterminant dans la définition d'une granulite.

Ce type de cristallisation a été reconnu dans de nombreux "massifs de granulite" : Laponie (SAHAMA - 1936), Saxe (SCHEUMANN - 1961), Autriche (SCHARBERT - 1963 a - 1964 a-b), bouclier d'Aldan (DRUGOVA - 1960, in FREJVALD - 1970), N.E. du Portugal (ANTONIOZ - 1971), etc... Mais, BEHR (1961-1964) et SCHEUMANN et BEHR (1963) montrèrent qu'il ne fallait pas voir dans la présence de quartz en plaquettes un élément structural inhérent aux conditions de température et de pression du faciès granulite, mais qu'au contraire cet habitus caractériserait une évolution rétro-morphique sous contrainte tectonique dans le faciès amphibolite. La découverte d'anatexites et de mylonites à quartz en plaquettes vinrent appuyer ces idées. Pour FREJVALD (1970), les conditions d'apparition de cet habitus du quartz sont liées aux trois facteurs suivants :

(1) SCHARBERT (1963 b) signale des "Disquenquarz" dont l'aplatissement est perpendiculaire au plan de foliation.

- présence de quartz dans la roche ;
- conditions de température et de pression favorables à l'évolution rétro-morphique des paragenèses (éventuellement anatexie partielle) ;
- contraintes cisaillantes importantes.

Pour confirmer ces arguments, il faut remarquer que les quartz en plaquettes n'apparaissent généralement qu'à la périphérie des massifs granulitiques.

En résumé, on peut reprendre le schéma évolutif de KATZ (1968) qui synthétise, dans leur ordre chronologique, les différents stades structuraux observés (fig. 3).

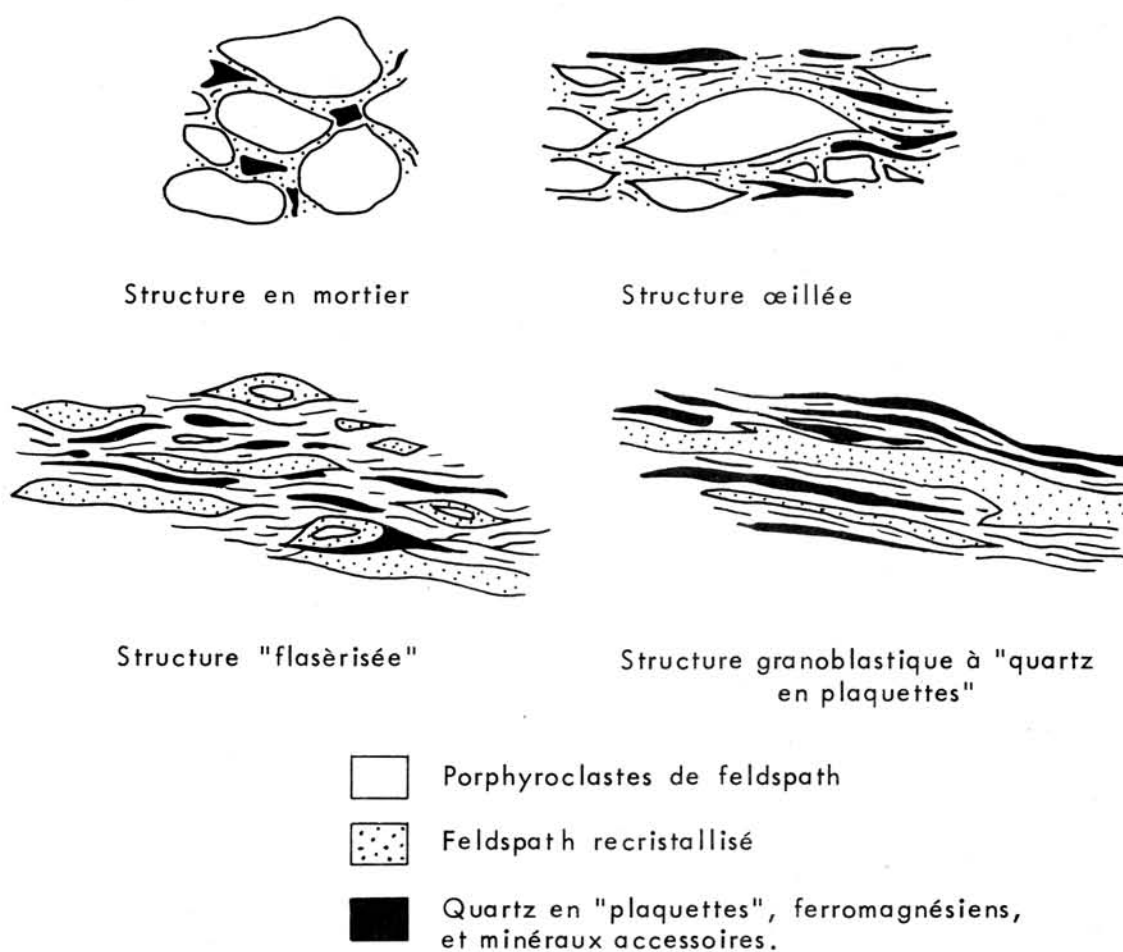


Fig. 3. — Types de structures cataclastiques (selon KATZ — 1968, p. 803).

I - 3 NOMENCLATURE

En raison des vives discussions actuelles, on ne saurait aborder l'étude des roches acides du faciès granulite sans préciser le sens donné aux termes employés, ni à quelle nomenclature on se rattache.

Depuis le premier emploi du mot granulite par WEISS (1803) et REICHETZER (1812) (in DE WAARD - 1972) qui définissaient ainsi des roches à feldspath dominant, quartz, grenat, parfois disthène, mais sans biotite, le terme subit des fortunes diverses (1).

En 1929, ESKOLA définit le faciès granulite selon des critères thermodynamiques qui n'étaient plus ceux sur lesquels reposait la définition initiale du mot granulite.

En 1952, ESKOLA propose d'étendre l'acception du terme granulite à toutes les roches du faciès granulite.

Depuis peu (1972), on tend à revenir au sens originel plus restrictif du terme granulite car pendant cette dernière décennie, le développement des études sur le faciès granulite a conduit à une prolifération de définitions à laquelle il faut mettre fin.

Un groupe de "granulistes" (BEHR et al.) élaborait en 1971 une première définition qui fut soumise à la critique des principaux spécialistes mondiaux, puis, en tenant compte des principales suggestions, MEHNERT proposa en 1972 la définition suivante :

"Une granulite est une roche métamorphique à grain fin ou moyen, composée essentiellement de feldspath avec ou sans grenat. Les minéraux ferromagnésiens sont essentiellement anhydres. La structure est le plus souvent granoblastique (granuloblastique), la texture est gneissique ou massive. Quelques granulites contiennent des grains lenticulaires ou des agrégats lenticulaires de quartz ("quartz en disques")".

"La granulite est la roche acide type du faciès métamorphique granulite. La composition des minéraux correspond aux conditions de température et de pression du faciès granulite".

"Les types de roches suivants ne devraient pas être inclus dans la définition de la "granulite" :

— les roches à grain moyen ou grossier (> 3 mm) de composition et d'origine équivalente devraient être appelées granofels ;

(1) Il fut, en outre, malheureusement repris par les auteurs français pour désigner des granites à deux micas et à quartz automorphe.

– les granulites qui sont riches en minéraux ferromagnésiens (> 30 % du volume) devraient être appelées pyriclasites, pyribolites ou pyrigarnites selon leur composition".

Cette définition est une base de départ perfectible. Elle fut récemment contestée par WINKLER et SEN (1973) pour qui le mot "granulite" doit rester un terme descriptif relatif à des roches du métamorphisme régional sans hypersthène, dont le feldspath est un des constituants majeurs (terme analogue à celui de "gneiss"). D'ailleurs, plusieurs points sont laissés dans l'ombre par MEHNERT comme le nom que l'on peut donner à des roches calcaies (calcaires métamorphiques) ayant acquis des paragenèses du faciès granulite. De plus, cette définition chevauche la nomenclature du groupe des charnockites dans la mesure où l'hypersthène est un minéral admis dans la paragenèse d'une granulite.

Les questions posées par cette nomenclature sont donc importantes, mais la discussion reste ouverte. Un accord international est en vue et il ne me paraît pas souhaitable de régler ce problème par une solution extrême : la suppression totale du mot "granulite" (ZECK – 1972).

A côté du terme "granulite" qui vient d'être défini, il existe d'autres termes qui recouvrent la majeure partie des roches acides du faciès granulite (granulite s.l.). En particulier, la série continue formée par les roches dont les paragenèses varient d'un pôle khondalitique à un pôle kinzigitique (LEYRELOUP – 1973) (fig. 4)

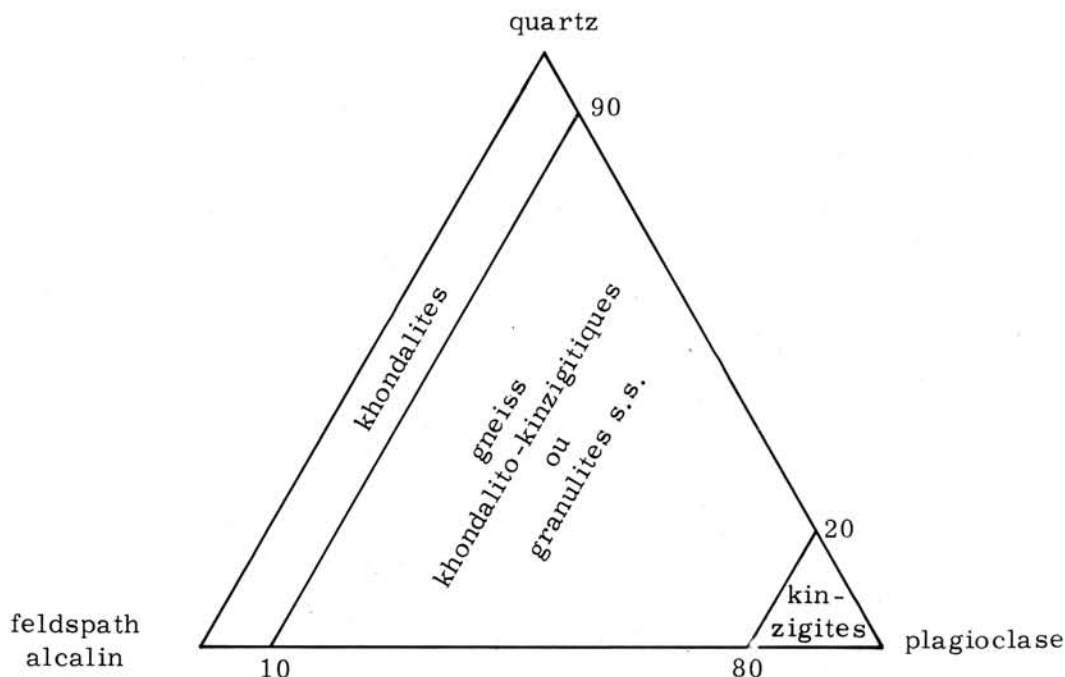


Fig. 4. – "Nouvelle classification des granulites s. l." in LEYRELOUP – 1973, p.112 (modifié).

- Les khondalites -

Ce terme fut proposé en Inde par WALKER en 1902 et repris ensuite par de nombreux auteurs indiens. Il définissait ainsi un para-gneiss à quartz et feldspath potassique seul ; disthène, sillimanite, grenat, graphite, rutile, apatite, zircon entraient également dans la paragenèse. La biotite n'est pas signalée comme minéral primaire.

- Les kinzigites -

En 1860, FISHER baptise ainsi un para-gneiss de la vallée de la Kinzig en Forêt-Noire, essentiellement constitué de plagioclase acide (oligoclase), de grenat et mica noir ; dépourvu de feldspath potassique, il était pauvre en quartz.

Une définition élargie de la kinzigite est donnée par ROSENBUSCH en 1923 (in KORNPROBST-1971) :

"Les kinzigites sont des para-gneiss très riches en grenat, presque toujours "pauvres en quartz, de composition très variable ; ils contiennent beaucoup "de mica noir qui, çà et là, est associé à du mica blanc ; accessoirement, "on note cordiérite, sillimanite et spinelle ; le plagioclase (oligoclase) est "plus abondant que le feldspath potassique ; toujours graphiteux, ils sont "souvent riches en graphite".

En ne tenant compte que de la composition minéralogique de la matrice quartzofeldspathique de ces khondalites et kinzigites dont la structure n'est pas précisée par leur inventeur, on voit que ces roches ne sont que les deux pôles d'une seule et même série lithologique qui se différencient, l'un par sa richesse en quartz et feldspath alcalin, l'autre par sa pauvreté en quartz et sa richesse en plagioclase (LEYRELOUP-1973).

Les roches de composition intermédiaire appartenant au faciès granulite sont appelées gneiss khondalito-kinzigitiques. Cette nomenclature sera celle employée dans ce mémoire car elle recouvre mieux les larges variations minéralogiques des roches acides du Haut-Allier. Le terme de granulite n'est qu'un cas particulier de gneiss khondalito-kinzigitique contenant moins de 30 % de minéraux ferromagnésiens (MEHNERT-1972).

La distinction entre granulite s.s. et granofels ne sera pas retenue, car si ce terme défini par GOLDSMITH (1959) s'applique à des roches de grain moyen ou grossier, ce n'est pas un élément majeur de la définition. D'autre part, cette appellation ne semble pas s'imposer pour les roches décrites dans ce mémoire. En effet, si en moyenne la taille de leurs cristaux reste modeste (< 3 mm), la présence de phénoclastes feldspathiques ou de cristaux de grenat et de disthène de plus grande dimension (centimétrique) est constante.

Lorsque l'hypersthène apparaît dans la paragenèse, on parle de charnockite ou de gneiss charnockitiques suivant leur origine et leur structure. La nomenclature adoptée sera alors celle proposée par WINKLER et SEN (1973) modifiée par LEYRELOUP (1973).

Le terme de leptynite n'a de sens précis que dans les faciès amphibolite ou schistes verts où il désigne une roche massive constituée de quartz et de feldspath, pauvre en mica ou en amphibole, où le grenat est fréquent (JUNG-1958 ; COGNÉ et VON ELLER-1961).

1-4 TECHNIQUES UTILISEES

Tous les échantillons (souvent de grosse taille) sciés, sommairement polis puis vernis, ont été étudiés à la loupe binoculaire. Ce stade intermédiaire d'observation permet un meilleur choix de la localisation des lames minces à tailler (environ 450). Cette suite d'observations à des échelles différentes (affleurement, gros échantillons, lame mince, voire même investigation au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique) permet de relier plus facilement les arguments de terrain aux observations fines apportées par un appareillage complexe.

La détermination des plagioclases a été effectuée soit par la méthode de VAN DER KAADEN (1951) sur une platine universelle à cinq axes, soit par la méthode statistique dite des "sections perpendiculaires à (010)" (méthode de MICHEL-LEVY).

Les feldspaths potassiques ont été déterminés aux rayons X (Krystaloflex K₄ Siemens) suivant le processus de GOLDSMITH et LAVES (1954), amélioré par PARSONS (1965), qui permet d'évaluer l'indice de triclinicité.

Les quelques pourcentages modaux donnés dans ce mémoire ont été établis au moyen d'un compteur de points (platine de SWIFT) après double coloration des feldspaths suivant la méthode de LADURON (1966).

La structure des roches étudiées ici fait qu'il n'a pas été possible de généraliser leur étude au compteur de points en raison de leur schistosité et de leur hétérogénéité que la finesse de leur grain ne permet pas de compenser.

La chaîne utilisée pour la séparation des minéraux est construite sur le modèle préconisé par GAGNY et NICOLAS (1966) ; elle a permis l'identification aux rayons X de lots de minéraux en grains et leur analyse chimique par voie humide.

Les investigations qualitatives à la microsonde électronique ont été effectuées pour leur grande majorité à l'Ecole Nationale Supérieure de Mécanique de Nantes. Une analyse semi-quantitative a été faite sur la microsonde électronique du B.R. G.M. à Orléans.

I-5 TRAVAUX ANTERIEURS

La série cristallophyllienne du bassin du Haut-Allier a fait l'objet, depuis la fin du XIX^{ème} siècle, d'un certain nombre d'études. L'une des plus anciennes (1869) est due à TOURNAIRE qui publie en 1880 la première carte géologique détaillée du département de la Haute-Loire.

Puis se succèdent les différentes éditions de la carte géologique de France au 1/80 000^{ème} (FOUQUÉ — 1882 ; BOULE et GLANGEAUD — 1925 ; BOULE — 1932).

Ces travaux ne font que reprendre les observations de TOURNAIRE et il faut attendre la thèse de ROQUES (1941), illustrée par une carte au 1/320 000^{ème} pour voir approfondir la connaissance du socle cristallin et métamorphique d'une grande partie du Massif Central. On y trouve en particulier les premiers contours du synclinorium de Massiac.

Viennent ensuite des études plus localisées comme celles de TUNG (1950) et MAISONNEUVE (1952) sur la vallée de l'Alagnon, celle de DIDIER (1954) sur le bassin de Brassac et ses granites périphériques, et un peu plus au nord, celle de VIALETTE (1957) sur la région des Couzes.

En 1961, l'étude du socle métamorphique du Haut-Allier est présentée dans une vaste monographie régionale (FORESTIER). Cet auteur définit les principaux ensembles structuraux, met en évidence le caractère topochimique de la migmatisation qui a affecté une série cristallophyllienne polymétamorphique.

En 1964, c'est principalement à partir de ce travail que LAPADU-HARGUES fait paraître la troisième édition de la carte géologique de Brioude au 1/80 000, ainsi que celle de St Flour à la même échelle.

Indépendamment de ces travaux, quelques études isolées (CHAILLOU — 1967 ; LEMOINE — 1967 ; SABATE — 1968) n'apportent pas de modifications sensibles au schéma de 1961.

En 1967, à l'initiative de F.H. FORESTIER, l'équipe du laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie de Nantes reprend l'étude de ces "groupes leptyno-amphiboliques" laquelle conduit à la mise en évidence de témoins granulitiques plus ou moins rétro-morphosés dans le faciès amphibolite (LASNIER — 1968 ; FORESTIER, LASNIER — 1969 ; FORESTIER — 1971 ; FORESTIER, LASNIER, LEYRELOUP, MARCHAND — 1974).

Pendant longtemps, les chercheurs ne s'étaient intéressés qu'à l'observation des surfaces d'affleurement. Cette région étant affectée d'un important volcanisme basaltique pliocène, en 1962, BROUSSE et ses collaborateurs eurent

l'idée d'étudier les enclaves cristallines et métamorphiques expulsées par ces événements et accumulées pêle-mêle dans les nombreux cônes qui ponctuent le socle. En 1970, LEYRELOUP reprend cette étude et fournit dans un mémoire détaillé (1973) l'image lithologique complète du soubassement du Haut-Allier et du Velay : il s'agit d'une importante série de granulites, charnockites et roches associées dont la plupart des termes venaient d'être retrouvés à l'affleurement.

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU GROUPE

KHONDALITO - KINZIGITIQUE

En fonction de la nomenclature adoptée, le groupe khondalito-kinzigitique comprend l'ensemble des roches catazonales acides du Haut-Allier, ainsi que quelques niveaux particuliers tectonisés. En conséquence, des coupures arbitraires seront introduites pour en clarifier la description :

- les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine. La présence de silicates d'alumine dans ces roches facilite l'étude de leur évolution grâce aux nombreuses réactions interminérales dans lesquelles ces minéraux sont impliqués ;

- les granulites rubanées à silicates d'alumine ("banded granulites"). Ces roches, de minéralogie comparable aux précédentes, ont été étudiées à part pour plusieurs raisons :

- un habitus particulier de leur sillimanite (nodules),
- l'origine de leurs niveaux clairs et sombres,
- leur analogie avec des formations semblables décrites dans le monde (Bohême, etc ...).

- les granulites s.s. sans silicates d'alumine. Par leur localisation particulière dans les ensembles structuraux, leur intime association avec les niveaux basiques et leur minéralogie, ces roches constituent un groupe lithologique autonome.

- les roches granulitiques hybrides.

.....

CHAPITRE II

LES GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUES A SILICATES D'ALUMINE.

II-1 CONDITIONS DE GISEMENT

Parmi les septa granulitiques inventoriés à ce jour en Haut-Allier, ce sont de loin les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine qui sont les plus abondants. Ils affleurent en multiples panneaux de puissance variable, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, sur quelques kilomètres de longueur (voir carte d'affleurements).

Les affleurements les plus spectaculaires se situent :

- au nord d'Azérat, où ils forment le talus bordant la route qui conduit du lieu-dit "Les Granges" au village de Clémensat ;

- à "Courtilles" où ils furent décrits par LASNIER en 1968 au contact d'une pseudo-péridotite à grenat serpentinisée. A la suite de nouvelles recherches, ce gisement est actuellement reconnu sur près d'un kilomètre vers le nord ;

- dans le village de Sarniat, où ces roches constituent l'assise et la pierre de taille des édifices locaux ;

- ou avec une extension moindre, à Séniquette (commune de St Ilpize) où elles sont associées à des granulites rubanées qui seront décrites au chapitre III ;

- au lieu-dit "Les Rochers de Lisoul" (commune de St Cirgues). Ce dernier affleurement, déjà signalé par FORESTIER (1961) comme gisement de "boules" de péridotite serpentinisée incluses au sein d'anatexites schisteuses à cordiérite et sillimanite, a livré récemment, à la faveur de l'ouverture d'une carrière, d'autres reliques catazonales de gneiss khondalito-kinzigitiques. Ces gneiss sont, dans l'état actuel de nos recherches, les seuls de cette région à présenter du corindon dans leur paragenèse.

L'observation des contacts entre le gneiss à biotite et sillimanite ou les formations mobilisées et les reliques de gneiss khondalito-kinzigitiques montre un passage rapide mais progressif. Ceci permet de supposer que c'est bien par rétro-morphose et/ou mobilisation que les roches appartenant actuellement au faciès amphibolite dérivent d'un ensemble granulitique antérieur. Le long d'une même coupe, les récurrences sont fréquentes.

II-2 ASPECT MACROSCOPIQUE

Ces gneiss khondalito-kinzigitiques ont une texture massive (HAM 92 — Sarniat) tant que la rétro-morphose reste discrète. Mais ce n'est qu'exceptionnellement que l'orientation des minéraux est tout à fait équante (HAM 58 — Courtilles). Par enrichissement en biotite rétro-morphique dû à ce processus, ces roches prennent l'allure de gneiss à grain fin régulièrement lités (photo 1, pl. 1). Leur couleur varie du brun pâle au brun foncé, devenant parfois violacée lorsque la biotite et la sillimanite sont plus abondantes. Cette couleur brune s'étend à tous les minéraux de la roche, car la matrice quartzofeldspathique est affectée par un léger "malgachitisme" ; cependant, aucun pyroxène orthorhombique, ni aucun produit éventuel de leur déstabilisation, n'ont été observés jusqu'à maintenant. La fréquente relation entre le "malgachitisme" et la présence d'hypersthène dans la roche n'est donc pas vérifiée ici ; ce phénomène est peut-être lié à la cordiérite.

Les surfaces soumises aux intempéries subissent une altération différentielle qui souligne la richesse générale de ces roches en grenat et disthène, certains niveaux en sont très riches, d'autres moins. Parfois, la taille de ces minéraux atteint le centimètre (grenat), ailleurs, ils sont à peine visibles (photo 2, pl.1).

La distribution irrégulière du grenat et du disthène confère à ces roches une hétérogénéité encore accusée par la présence d'amandes étirées de feldspath et même exceptionnellement d'apatite centimétrique (HA AL.37) (photo 21, pl. 7). Ces phénoclastes (hyalins ou blanc légèrement opalescent) tranchent nettement sur le fond brun de la trame quartzofeldspathique. Ils sont anté-schisteux, il s'agit de la plus ancienne paragenèse granulitique observable dans ces roches.

Des têtes de plis isoclinaux très étirés y sont également visibles, mais le nombre et la chronologie des déformations successives n'ont pas été étudiés systématiquement pour l'instant.

Au sein de ces gneiss khondalito-kinzigitiques malgachitiques, il n'est pas rare de voir des niveaux centimétriques (ou filons concordants avec la foliation) qui tranchent par leur couleur claire, d'un blanc laiteux. Ces niveaux essentiellement quartzofeldspathiques présentent une paragenèse granulitique. Le problème de leur origine sera discuté p.58.

Plus simple est l'interprétation des filons discordants de pegmatite qui recoupent la série à la faveur de mouvements tardifs. Ils sont, avec de petits massifs granitiques, l'expression de "jus" résiduels de l'anatexie qui a affecté la région. La muscovite qui peut apparaître au voisinage de ces filons pegmatitiques se concentre dans les diaclases qui traversent les gneiss ou anatexites encaissants.

II-3 STRUCTURE

Le groupe des gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine constitue le plus important volume de roches du faciès granulite de cette série ; plusieurs structures y ont été reconnues, des plus équantes (granuloblastiques) aux plus déformées (mylonitiques). Les structures intermédiaires sont néanmoins les plus communes.

La structure blastomylonitique est très répandue dans ces roches peu compétentes. On y distingue des phénoclastes et une trame recristallisée qui, suivant leur état, indiquent si la roche a subi plusieurs déformations ou non (photo 6, pl. 2).

L'évolution des structures des roches granulitiques acides du Haut-Allier est schématisée dans la figure 5 dont la légende précise la succession des stades.

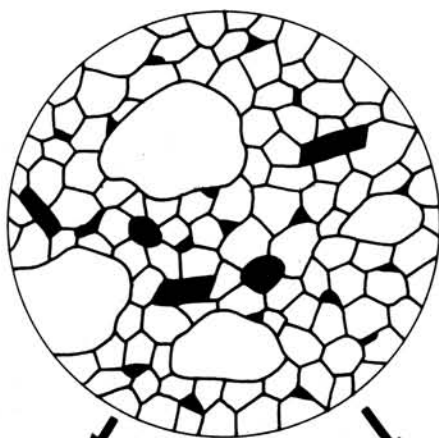
Les processus dirigeant cette évolution paraissent être les suivants :

- un premier épisode tectonique : déformation cataclastique, syn ou tardi-métamorphique par rapport à la granulitisation, qui individualise des phénoclastes ; la détente consécutive à ces fortes contraintes entraîne une recristallisation de la trame quartzofeldspathique en une mosaïque granuloblastique (Stade I) sans affecter les phénoclastes (photo 5, pl. 2) (VOLL — 1960; RAST — 1965, in BREAKS & SHAW — 1973 ; KATZ — 1968) ; ce "voile" de recristallisation peut "fossiliser" des plis isoclinaux dûs à une première tectonisation et l'on observe alors ceux-ci au cœur des septa, protégés des déformations suivantes.

- un second épisode tectonique : déformation postérieure (polyphasée) (Stades II, III, IV), liée à la rétro-morphose de ces roches dans le faciès amphibolite, dont les plans axiaux des plis isoclinaux sont parallèles aux précédents et à la foliation actuelle ; ce deuxième épisode découpe la formation granulitique en septa dont l'isolement pourra être accentué par la mobilisation ultérieure.

Au centre du septum, la pression est peu orientée (Stade IIb), la matrice quartzofeldspathique des phénoclastes est légèrement déformée alors que ceux-ci se comportent comme des noyaux compétents et accumulent l'énergie de déformation. Ensuite, un phénomène de détente fait recristalliser les phénoclastes en un pavage granuloblastique (photo 4, pl. 2).

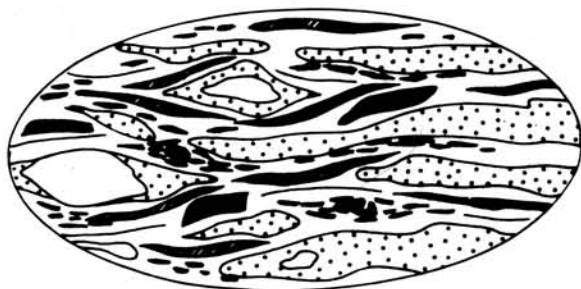
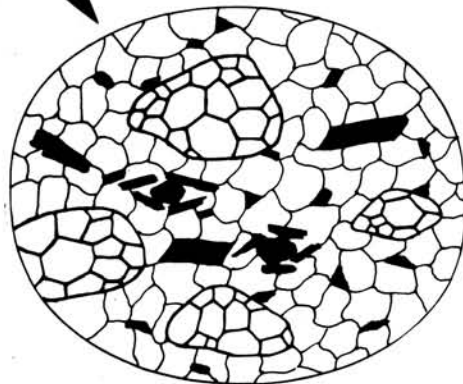
STADE I
structure granuloblastique



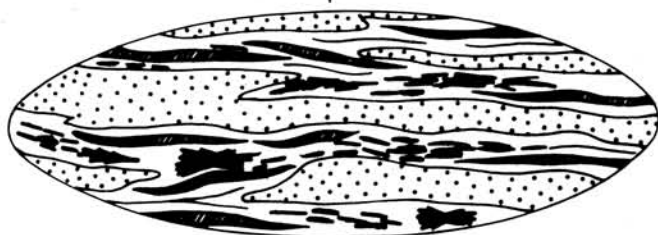
STADE II a
structure œillée



STADE II b
structure granuloblastique

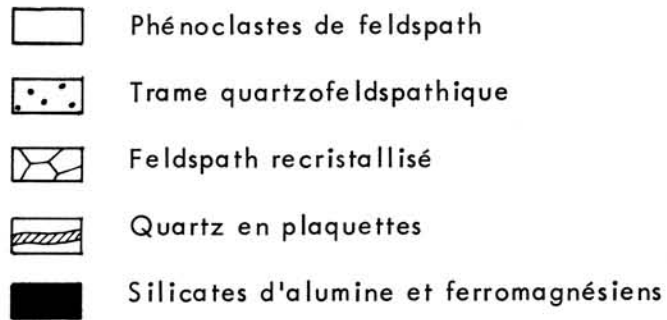


STADE III a
structure "flasèrisée"



Stade IV a
structure granuloblastique
à quartz en "plaquettes"

Fig. 5. — Evolution des structures des roches granulitiques acides du Haut-Allier (d'après KATZ — 1968 — modifié).



Premier épisode tectonique, syn- ou tardimétamorphique (faciès granulite) :

- stade initial (non observé) : cataclase d'un matériel granulitique largement grenu (ou granoblastique) ; individualisation de phénoclastes (mésoperthite, antiperthite, etc ...)
- stade I : recristallisation (granuloblastique) de la trame quartzofeldspathique.

Deuxième épisode tectonique (polyphasé) qui individualise des septa :

a) à la périphérie des septa (contraintes cisaillantes)

- stade IIa : structure œillée
 - phénoclastes : déformés en amandes
 - trame : en voie de recristallisation, aplatissement du quartz
- stade IIIa : structure "flasèrisée"
 - phénoclastes : fragmentés à leur périphérie
 - trame : phénomènes du stade précédent accentués
- stade IVa : structure granuloblastique à quartz en "plaquettes"
 - phénoclastes : disparition complète
 - trame : structure granuloblastique interlobée (amiboïde) avec quartz en "plaquettes" (photo 6, pl. 2).

b) au cœur des septa (contraintes moins orientées)

- stade IIb : structure granuloblastique
 - phénoclastes : recristallisent en mosaïque granuloblastique
 - trame : déformation peu accentuée, structure granuloblastique interlobée (photo 4, pl. 2).

A la périphérie du septum, les contraintes cisailantes sont fortes, la matrice quartzofeldspathique flue (quartz en plaquettes, structure granoblastique amiboïde), les prismes de disthène et la biotite sont tordus, tandis que les phénoclastes tendent, par broyage, à se fondre dans la trame (photo 6, pl. 2).

Le schéma de l'évolution tectonique de ces roches demande à être étayé par l'étude structurale qui sera entreprise ultérieurement.

II - 4 CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE

Comme le laissait prévoir l'étude macroscopique, l'examen microscopique de ces roches et surtout l'observation des sections sciées et vernies permettent de mieux percevoir leur hétérogénéité (photo 1, pl. 1). Ce caractère déjà souligné dans des formations comparables par KORNPROBST (1971) au Beni Bousera et par LEYRELOUP (1973) dans les enclaves catazonales remontées par les volcans du Velay, est aussi très accusé dans les différents affleurements reconnus.

Ces roches se ressemblent par leur paragenèse, bien que les proportions quantitatives de leurs minéraux varient dans de larges limites. Les minéraux principaux sont : quartz, feldspath potassique, plagioclase, silicates d'alumine (disthène, sillimanite prismatique, termes intermédiaires (LEYRELOUP-1973, p.128)), grenat et souvent biotite.

Les minéraux accessoires sont : rutil, monazite, apatite, zircon, graphite, minerais, corindon.

Souvent affectées par des phénomènes rétro-morphiques, ces roches contiennent aussi des minéraux réactionnels : cordiérite, spinelle, fibrolite, biotite II et parfois micas blancs liés à la déstabilisation des silicates d'alumine.

Selon la nomenclature adoptée (p. 20), on distinguera :

- Khondalites : feldspath potassique, \pm quartz, grenat, disthène, sillimanite I, \pm biotite, \pm spinelle, \pm cordiérite, rutil, monazite, minerais, graphite, apatite, zircon ;

- Kinzigites : plagioclase acide, \pm quartz, grenat, disthène, sillimanite I, \pm biotite, \pm cordiérite, \pm spinelle, rutil, monazite, minerais, graphite, apatite, zircon.

Les termes extrêmes de la série (khondalites et kinzigites vraies), ne sont qu'exceptionnellement représentés dans les affleurements étudiés. Ces roches étant le plus souvent riches en quartz, le pôle plagioclasique reste, en Haut-Allier, et dans l'état actuel de nos recherches, un pôle virtuel.

– Gneiss khondalito-kinzigitiques : quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, grenat, disthène, sillimanite I, biotite, \pm cordiérite, \pm spinelle, rutile, monazite, minerais, graphite, apatite, zircon.

Le corindon trouvé aux "Rochers de Lisoul" appartient à la paragenèse primaire d'un gneiss khondalito-kinzigitique en voie de mobilisation (HAM 101).

II-4-1 MINERAUX PRINCIPAUX

II-4-1-1 Quartz

C'est un minéral constant dans toutes les roches de ce groupe, mais son abondance peut varier de 25 à 40 % du volume de la roche. Ce pourcentage ne permet pas de définir des kinzigites au sens strict.

Deux générations de quartz coexistent dans ces roches, la plus ancienne en grands cristaux, la plus récente en gouttelettes :

a) La plus ancienne génération se présente sous deux habitus principaux :

– en grands cristaux (2 mm), à contours lobés, à extinction roulante se fractionnant parfois en assemblages polycristallins amiboïdes, ou s'étirant en rubans (Plattenquarz) moulant les cristaux de grenat et les phénoclastes feldspathiques (photo 6, pl. 2) ; ce dernier type de cristaux de quartz est aplati dans le plan de foliation et allongé suivant une direction conforme à celle du disthène et de la biotite, ce qui définit une linéation minérale.

– en petits cristaux (0,1 mm) équants, contribuant avec les feldspaths à former la matrice granuloblastique dans les échantillons les moins déformés.

L'un et l'autre types présentent les mêmes caractères optiques : extinction onduleuse, limpidité des sections malgré l'abondance des inclusions. Celles-ci sont de deux natures, solides et fluides. Les inclusions solides sont en grande majorité de petits prismes automorphes de rutile (1) à extinction droite, et des baguettes attribuables à de la sillimanite (l'identité exacte de ce minéral n'a pas été vérifiée).

Les inclusions fluides sont très abondantes et en première approximation on peut en distinguer deux types :

– des inclusions limpides présentant deux phases (liquide et gazeuse) ; elles sont le plus souvent aqueuses et jalonnent des plans de fractures intraminéraux tardifs ;

(1) Des aiguilles très fines de rutile à extinction oblique ont été observées (par exemple : échantillons HAM 66p - CC 27b) mais restent peu courantes. Cette variété correspond à une cristallisation sous forte pression (O'HARA et al. - 1967 ; GRIFFIN et al. - 1971).

- des inclusions homogènes à la température ambiante, de couleur bleu foncé ; l'écrasement dans la glycérine anhydre et dans l'eau barytée montre qu'il peut s'agir de CO_2 ou bien d'autres composés organiques gazeux plus complexes (TOURET - 1971 a-b et communication orale).

b) Le quartz apparaît aussi tardivement en gouttes ou en taches semblant corroder le disthène et, plus rarement dans ce type de roches, en un mince liseré polycristallin autour de ce même disthène. On observe souvent cette disposition dans les granulites rubanées où elle sera décrite plus en détail p. 67.

De la même façon, dans les niveaux affectés par l'anatexie, la déstabilisation des feldspaths le fait apparaître sous forme de myrmékite, ou de gouttelettes d'exsolution.

II-4-1-2 Feldspath potassique

On peut, comme pour le quartz, en distinguer deux habitus correspondant à deux générations :

a) De grands cristaux d'aspect relictuel dont la taille et la couleur d'un blanc opalescent tranchent sur le fond brun de la roche. Dans les échantillons peu déformés, ces phénoclastes ont une structure en mortier ; on observe une plage centrale homogène aux contours érodés, baignant dans un pavage granuloblastique de feldspath potassique identique ; ce broyat recristallisé forme généralement une gaine en fuseau conforme à la linéation (ombre de pression) autour de la plage homogène. Dans les roches plus compétentes, c'est l'ensemble du phénoclaste qui recristallise en mosaïque (fig. 5, p. 32) (photo 4, pl. 2).

b) La deuxième génération de feldspath potassique est l'un des constituants de la trame granuloblastique. Elle se présente en petites plages (0,1 mm) polygonales, associées au quartz et au plagioclase.

Les cristaux des deux générations de ce feldspath ont optiquement le même aspect, ils ne sont jamais maclés, sont indemnes d'altération, mais contiennent une forte proportion de microperthites fusiformes allongées (perthites en cheveux). La répartition de ces microperthites est homogène, leur pourcentage en volume est à peu près équivalent à celui du minéral hôte. On peut donc parler de mésoperthite dans le sens défini par P. MICHOT (1961).

La nature du feldspath potassique a pu être vérifiée dans les phénoclastes par microéchantillonnage manuel et détermination aux rayons X. Ces feldspaths ont toujours un indice de triclinicité faible ($0,20 < \Delta < 0,40$) ce sont donc des orthoses. Les petites plages feldspathiques de la trame ayant les mêmes propriétés optiques et le même aspect, on peut supposer que leur nature est identique, mais elle n'a pas été vérifiée. Cependant, dans les échantillons prélevés à Courtilles (LASNIER - 1968), on observe parfois et le plus souvent en bordure des petits cristaux de feldspath, le moirage caractéristique du microcline

maximum. Ceci reste exceptionnel et correspond vraisemblablement à une évolution rétro-morphique plus avancée.

Dans l'ensemble de ces roches, le feldspath potassique est aussi exprimé sous forme d'antiperthites (photo 5, pl. 2).

II-4-1-3 Plagioclase

Il se présente sous deux aspects différents, en phénoclastes et en petits cristaux.

a) Les phénoclastes : leur morphologie est en tous points comparable à celle des grandes plages de feldspath alcalin. Ils sont arrondis, plus ou moins granulés à leur périphérie mais peu déformés. Ils sont maclés polysynthétiquement selon une seule loi : celle de l'albite (exceptionnellement péricline). Leur basicité varie peu d'un échantillon à l'autre, il s'agit d'oligoclase (An 20 à 25 %). Aucune trace de zonage n'est décelable optiquement et ils ne sont jamais altérés. Les antiperthites sont constantes et abondantes (30 % du volume) ; elles se présentent en taches aux contours rectilignes et ont la même orientation optique au sein d'une même plage plagioclasique. Fréquemment, on s'aperçoit qu'elles ne sont pas homogènes ; le feldspath potassique qui les constitue contient lui aussi une forte proportion de fines perthites en cheveux (à la limite : mésoperthites) dont l'allongement est perpendiculaire aux traces des plans de macles polysynthétiques du plagioclase (photo 5, pl. 2). La nature de ces "perthites d'antiperthites" (fig. 10, p. 93) n'a pas été déterminée dans ces roches mais un cas analogue étudié à la microsonde électronique a montré qu'il s'agissait d'albite pure dans les granulites sans silicates d'alumine (HAm 23 c, p. 92). De telles associations, assez rares, ont été déjà décrites par HUBBARD (1965) dans des charnockites du Nigéria et par VOGEL et al. (1968) dans des gneiss charnockitiques du New Jersey (1).

b) Les petites plages plagioclasiques de la trame ont recristallisé et présentent une extinction franche ; elles sont limpides. N'étant que très rarement maclé, le plagioclase est difficile à distinguer des autres constituants de la trame quartzofeldspathique, sans coloration sélective. La basicité de ces petits cristaux semble peu différente de celle des phénoclastes de ces mêmes roches (An = 22 %).

II-4-1-4 Silicates d'alumine

L'étude de ces minéraux est, à plusieurs titres, fondamentale pour suivre l'évolution pétrologique de ces roches catazonales acides. En effet, ils peuvent constituer un pourcentage important de la roche (> 20 % dans l'échantillon HAm 66 p) et d'autre part, ils interviennent dans de nombreuses réactions in-

(1) Ce dernier auteur n'a pas distingué optiquement l'hétérogénéité du domaine antiperthitique ; la présence d'albite dans le réseau n'a été décelée qu'aux rayons X.

terminérales, témoignant ainsi des différentes conditions de température et de pression qu'ils ont subies.

On peut distinguer dans la majorité des échantillons :

- deux formes classiques de silicates d'alumine (Al_2SiO_5), le disthène et la sillimanite prismatique;
- une forme intermédiaire encore mal définie (disth-sillimanite, LEYRE-LOUP-1973).

La fibrolite apparaît soit à un stade rétomorphique tardif, soit, localement, à la faveur de cisaillements tectoniques ; elle sera donc étudiée avec les minéraux secondaires.

a) Le disthène :

C'est un minéral constant dans toutes les roches du groupe khondalito-kinzigitique. Il est, dans tous les cas, antérieur aux autres formes de silicate d'alumine et appartient vraisemblablement à la plus ancienne paragenèse observable. De couleur grise à gris-bleuté (parfois d'un bleu vif), il se présente en paillettes millimétriques (0,1 à 10 mm). Son allongement moyen ($l/L \approx 1/6$), suivant l'axe "c", détermine une linéation parallèle à l'axe "b" des plis isoclinaux les plus anciens ; de plus, l'aplatissement des cristaux concorde avec le plan de foliation. Ces constatations conduisent à deux hypothèses : le disthène est anté- ou syntectonique.

- antéctonique : on peut le penser, dans la mesure où, dans certains échantillons moins tectonisés (Courtilles), il présente une fabrique moins forte, donc des cristaux moins orientés;

- syntectonique : l'étude de quelques rares charnières de plis isoclinaux semble montrer que le disthène détermine par sa croissance orientée une schistosité de plan axial.

Le peu d'arguments en faveur de l'une ou l'autre des deux thèses interdit de se prononcer actuellement et, là encore, se fait sentir le besoin d'une étude tectonique détaillée de tous ces ensembles.

Au microscope, les sections transversales de disthène montrent nettement le quadrillage de deux clivages sub-orthogonaux ; sur les sections longitudinales, on observe un clivage (100) marqué et parfois la trace d'un plan de macle. Dans les échantillons tectonisés, les macles mécaniques sont fréquentes et donnent au minéral une extinction onduleuse. Les teintes de polarisation sont celles du début du premier ordre (jaune-orangé au maximum). Lorsqu'il est intact, les inclusions y sont rares (rutil, zircon, grenat).

Ses relations mutuelles avec la première génération de grenat le font considérer comme contemporain de ce minéral.

Du disthène pœcilitique contient parfois de petits cristaux globuleux de grenat, mais des lames de disthène peuvent aussi être incluses dans le minéral ferromagnésien.

Dans les échantillons non rétro-morphosés, les contacts entre ces deux minéraux sont francs.

Une analyse chimique du disthène (an. 16, Tab. III) a été effectuée à partir de l'échantillon HAm 78e, analysé d'autre part en roche totale (an. 2, Tab. I). Cette roche a été choisie, parce qu'elle est riche en minéraux ferromagnésiens (grenat, biotite, minéral)(1), contrairement aux niveaux clairs de granulite rubanée à partir desquels le disthène a été aussi extrait et analysé (an. 17, Tab. III). La comparaison de ces deux analyses montre que c'est la teneur des deux lots en fer total qui diffère le plus : forte (1,65 %) dans les niveaux quartzo-feldspathiques pauvres en minéraux ferromagnésiens, plus faible (0,54 %) dans le gneiss khondalito-kinzigitique. Cette constatation a son importance, surtout pour les granulites rubanées dans lesquelles des minéraux ferrifères (grenat (almandin-pyrope), spinelle (hercyno-pléonaste)) semblent provenir du disthène. Ce problème sera abordé lors de l'étude des granulites rubanées (p. 68). L'analyse d'un "disth-sillimanite" de gneiss khondalito-kinzigitique (an. 12, Tab. 9 in LEYRELOUP-1973), donnée par comparaison (an. 18, Tab. III) montre une parfaite similitude avec celle du disthène de l'échantillon HAm 78e.

b) Déstabilisation du disthène

Au cours de l'évolution métamorphique de ces roches, le disthène se déstabilise et intervient dans plusieurs types de réactions interminérales. Il est toujours à l'origine de ses autres polymorphes, soit directement par recristallisation *in situ* (voir paragraphe suivant), soit indirectement par déstabilisation de sa structure et recristallisation en sillimanite prismatique II ou fibrolite (p. 51). Cette rétro-morphose n'affecte pas tous les cristaux de disthène simultanément, certains subsistent à l'état métastable. On ne peut proposer d'explication satisfaisante à cette observation.

α — Il s'entoure parfois d'une couronne (HA CC 20), le plus souvent incomplète, d'une fine symplectite dont l'un des constituants présente un fort relief en lumière naturelle, une couleur verte et reste éteint entre nicols croisés (photo 13, pl. 5). Cette réaction étant peu développée, la quantité recueillie de ce minéral a été insuffisante pour en effectuer la détermination aux rayons X ; mais d'après ses caractères optiques et par analogie avec ce qu'ont décrit KORNPROBST (1971) dans le Beni Bousera et LEYRELOUP (1973) dans le Velay, il est probable qu'il s'agit de spinelle. D'autre part, ce "spinelle" est associé à une fine cristallisation de minéraux à faible relief et faible in-

(1) Le choix de cette roche a été dicté aussi par la forte proportion de disthène par rapport aux autres silicates d'alumine. L'obtention d'un lot pur (contrôlé aux rayons X) n'a pas offert de difficultés particulières, celui-ci étant plus dense que ses polymorphes.

dice de réfraction, attribuables à du quartz et/ou du plagioclase. Cette réaction paraissant liée à la proximité de grenat, on peut invoquer l'évolution suivante :



Dans cette réaction, exposée plus en détail p. 149, on peut dès à présent noter que la quantité de plagioclase formé doit être faible car le grenat est très pauvre en calcium ($\text{CaO} < 2\%$). Aucune orientation ni déformation n'étant observée dans les minéraux réactionnels, on en déduit que cette réaction s'est déroulée en climat statique ; elle serait post-tectonique.

β - Se surimposant à la réaction décrite ci-dessus, et plus fréquente qu'elle dans les échantillons du Haut-Allier, on observe autour du disthène une auréole jaunâtre d'un minéral finement fibroradié, parfois recristallisé en une grande plage qui pseudomorphose l'ancien cristal de disthène (photo 14, pl. 5). On reconnaît alors sans équivoque de la cordiérite en voie de pinnitisation. Ce stade ultime est particulièrement bien observable dans les échantillons des "Rochers de Lisoul" (Commune de St Cirgues) (HAM 101) subsistant en reliques au sein d'une série fortement affectée par l'anatexie.

Si le disthène est l'un des participants à cette réaction, l'autre, (le minéral ferromagnésien) peut être :

- soit l'almandin-pyrope et l'on observe alors l'association complexe et intime de spinelle, cordiérite, quartz et plagioclase (voir ci-dessus).

Mais le plus souvent il s'agit de biotite, toujours abondante dans les roches du Haut-Allier et qui chemise fréquemment le grenat. La réaction peut alors s'écrire :



Avec la déstabilisation du grenat, cette réaction semble être la source essentielle de la cordiérite des "anatexites à cordiérite" de la région étudiée. La signification thermodynamique de cette réaction (prograde ou rétrograde) sera discutée p. 149. Comme le spinelle, la cordiérite naît en climat statique post-tectonique.

γ - Le dernier type de déstabilisation du disthène est sa transformation partielle ou totale en fines paillettes de produits micacés incolores qui peuvent recristalliser en grandes paillettes de muscovite (photo 12, pl. 4). Il n'est pas rare d'observer la pseudomorphose d'un cristal de disthène par un monocristal de muscovite. Cette muscovitisation des silicates d'alumine est la réaction la plus tardive qui les affecte ; elle semble marquer le terme de la rétro-morphose.

c) La sillimanite prismatique I, problème des formes intermédiaires ("dith-sillimanite" - LEYRELOUP - 1973).

Les échantillons à dithène seul sont rares, celui-ci évolue, in situ, le plus souvent en sillimanite prismatique I en passant par des stades intermédiaires mal connus.

Sillimanite I et formes intermédiaires interviennent d'ailleurs dans les mêmes réactions que celles décrites pour le dithène et contribuent à former du spinelle, de la cordiérite et tardivement de la muscovite.

A partir d'une section longitudinale automorphe de dithène montrant le clivage (100), on observe les stades évolutifs suivants (fig. 6) :

- "1" "corrosion" périphérique du cristal par du quartz, ce qui lui donne un aspect émoussé (angles arrondis) (1) (photo 8, pl. 3).
- "2" apparition fréquente de gouttellettes de quartz au sein du cristal et aspect golfé du contour (photo 7, pl. 3).
- "3" disparition du clivage (100) et légère augmentation de la biréfringence (fin du premier ordre) (photo 8, pl. 3).
- "4" fractionnement de la plage initiale en plusieurs individus trapus présentant parfois le clivage (010) ; ce stade n'est pas toujours atteint, il peut être oblitéré par l'apparition de la sillimanite prismatique II (photo 9, pl. 3).

Ces quatre stades coexistent généralement dans tous les échantillons observés. Le stade "4" correspond à la sillimanite prismatique I, et ce sont les stades "2" et "3" qui ont été appelés par LEYRELOUP (1973) : "dith-sillimanite" (2). Rappelons-en brièvement les propriétés.

Le "dith-sillimanite" a en commun avec la sillimanite prismatique :

- propriétés optiques identiques
 - relief fort
 - biréfringence moyenne (fin du premier ordre)

(1) Le liseré périphérique de quartz, individualisé au contact des feldspaths, n'est pas toujours visible dans les roches du groupe khondalito-kinzigitique à silicates d'alumine, en revanche, il est constant dans les niveaux clairs des granulites rubanées (p. 67).

(2) Le "dith-sillimanite" a été isolé par LEYRELOUP à partir d'une enclave de gneiss khondalito-kinzigitique ne contenant que cette "forme" de silicate d'alumine. Le diagnostic effectué au microscope optique a été confirmé aux rayons X.

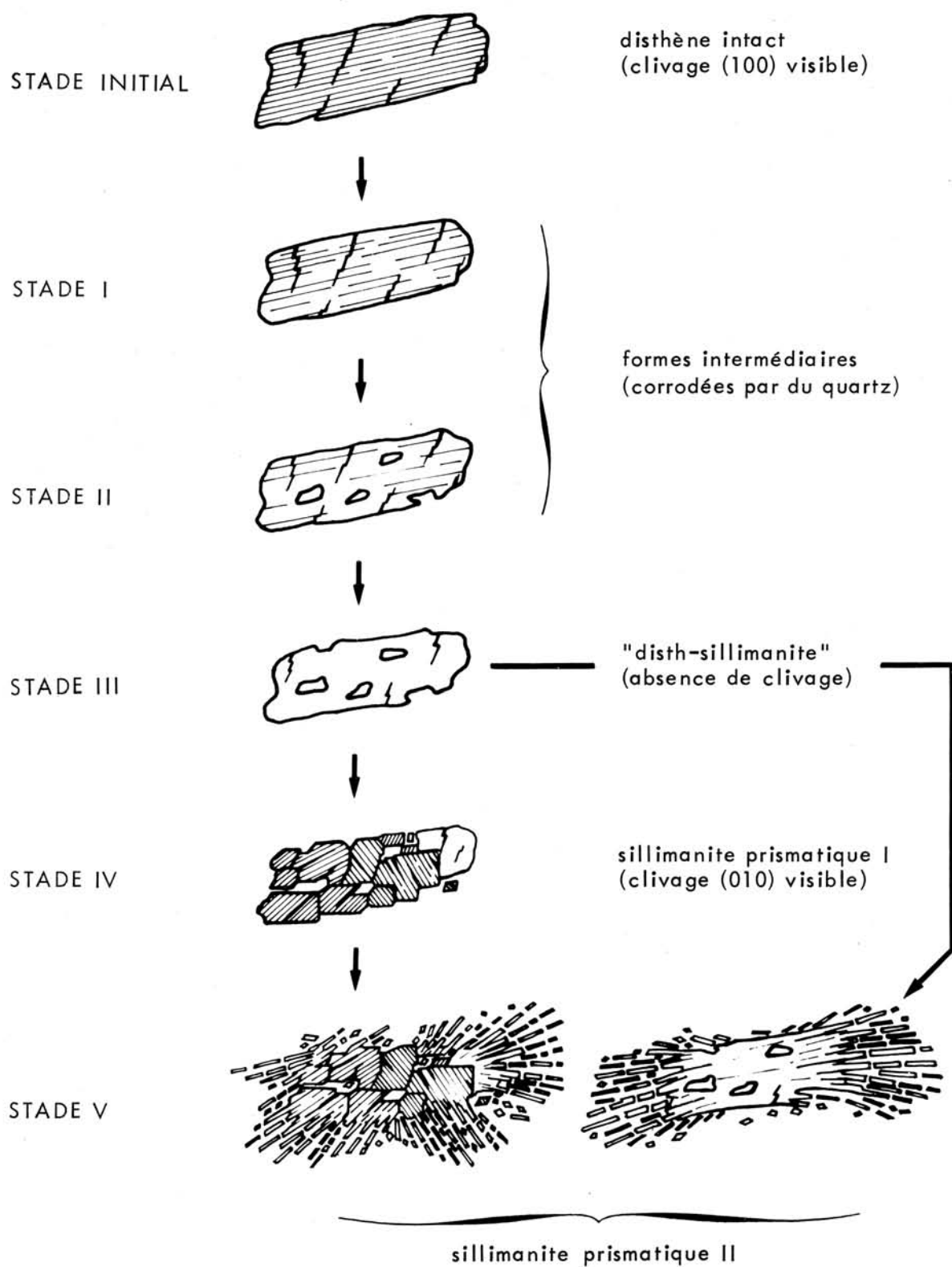


Fig. 6.- Evolution du disthène au sein des gneiss khondalito-kinzigitiques.

- $N_g \wedge c = 0$
- $2V = + 25 - 30^\circ$
- Nombreuses macles mécaniques (plans de "kink" sub-perpendiculaires à l'allongement)
- diagramme de poudre au diffractomètre à rayons X identique.

Il en diffère :

- par l'absence de clivage,
- par la valeur de l'angle (α) de "kink" : sillimanite $\longrightarrow \alpha \simeq 6 - 8^\circ$
"dith-sillimanite" $\longrightarrow \alpha \simeq 2^\circ$.

Ils diffèrent tous les deux de la fibrolite par :

- absence des raies correspondant aux plans (101) et (121)
- raie du plan (320) décalée par rapport à celle de la fibrolite
- intensité relative des raies souvent différentes.

Sans vouloir faire du "dith-sillimanite" une espèce minérale nouvelle, il est certain que les stades "2" et "3" de l'évolution dithène \longrightarrow sillimanite prismatique, correspondent à un état structural particulier de l'un de ces polymorphes.

Il est nécessaire de préciser cet état structural en effectuant des diffractogrammes sur cristal tournant. Encore faudrait-il pouvoir isoler un cristal, or ces premières tentatives ont échoué au niveau de la séparation du minéral. En effet, s'il est aisé d'isoler un lot de poudre minérale correspondant aux silicates d'alumine d'un échantillon, la coexistence des différents polymorphes rend la séparation délicate :

- séparation mécanique et tri manuel sont inefficaces en raison de l'identité de forme et d'aspect des grains ;
- séparation magnétique ou paramagnétique sont sans action sur ces polymorphes ;
- seule une séparation faisant intervenir la différence de densité du dithène (3,53 à 3,65) ; du dith-sillimanite (densité sans doute intermédiaire) et de la sillimanite (3,23 à 3,27) semblait être la solution.

Mais le grand nombre d'inclusions de quartz qui existent dans le dithène en voie de déstabilisation, abaisse fortement la densité de ces grains mixtes, laquelle se confond alors avec celle des autres polymorphes.

Ce problème n'ayant pas été résolu dans le cadre de cette étude, il sera abordé ultérieurement.

II-4-1-5 Grenat

Dans les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine, ce minéral est constant, il peut représenter jusqu'à 20 % de la composition modale de la roche. La taille des grenats varie suivant les niveaux, et au sein d'un même horizon, de grosses différences de dimensions (0,1 mm à 1 cm) sont fréquentes. La couleur du grain est variable, du rose brique au rouge foncé, avec parfois une teinte violacée, lie de vin dans les échantillons moins riches en biotite. Il semble d'autre part qu'une relation existe entre la couleur et la taille : lorsqu'on prélève des granules de tailles voisines, ils sont rose pâle s'ils proviennent de petits individus et rouge foncé si ceux-ci sont plus gros.

Au microscope, il est incolore ou rose très pâle. Les formes sont arrondies, les faces cristallines planes ne sont jamais présentes ; l'extinction entre nicols croisés est franche.

Comme la différence de couleur le laissait supposer, l'observation en lame mince confirme l'existence de deux types de cristaux :

- des cristaux globuleux (5 mm à 1 cm) très pœcilitiques (1), contenant essentiellement des inclusions de quartz, de feldspaths mais aussi de biotite, disthène et rutile (photo 16, pl. 6) ; la disposition de ces inclusions semble quelconque, elles sont parfois uniformément réparties, ou bien accumulées au centre, dessinant quelquefois une structure hélicitique ;

- de petits cristaux (0,1 à 3 mm) globuleux eux aussi, dont la caractéristique est de ne contenir que des inclusions de rutile ou de disthène ; cette dernière association est beaucoup moins fréquente que dans les niveaux clairs des granulites rubanées (chap. III, p. 64). Ce rutile se présente en grains ou en prismes automorphes concentrés au cœur des cristaux mais il est le plus souvent dispersé de façon quelconque.

Si l'on peut supposer que, statistiquement, les gros cristaux parfois amiboïdes et pœcilitiques correspondent à une génération plus tardive que les petits individus, dans la pratique, il est difficile d'attribuer tel ou tel cristal à la première ou à la seconde génération, car les gammes de tailles se chevauchent largement.

Dans les niveaux tectonisés, les grenats peuvent s'étirer dans le plan de schistosité ou plus fréquemment, se fracturer perpendiculairement à la linéation.

On a cherché à déterminer si les deux aspects du grenat qui viennent d'être décrits correspondaient en réalité à deux générations distinctes.

(1) On observe parfois des plages millimétriques amiboïdes de grenat mais cet habitus est rare ; les grenats en "atoll" (ou en boîte) fréquents dans les granulites sans silicates d'alumine, restent, dans ces roches, exceptionnels.

Pour ce faire, une étude sélective (échantillonnage manuel) a été entreprise pour voir si les deux générations supposées pouvaient être distinguées par certains paramètres physiques (maille-indice). Les résultats sont les suivants :

	$\alpha_A^\circ \pm 0,005$	$n_{Na} \pm 0,002$
HAm 78e — gros grenats	11,539	1,797
HAm 78e — petits grenats	11,529	1,798

Les différences observées étant dans les limites des erreurs de mesure pour l'analyse des éléments majeurs, la population des grenats a été considérée comme unique et homogène. Il est possible que le dosage des éléments traces mette en évidence plusieurs lots distincts.

Les résultats de l'analyse chimique montrent que ce grenat est un almandin-pyrope (Tab.III, an. 10).

Les composants polaires des grenats analysés dans ce mémoire ont été calculés suivant la méthode de RICKWOOD (1968).

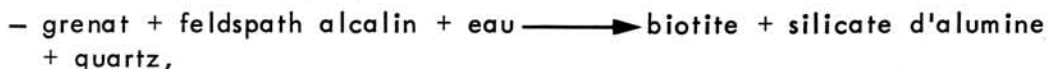
Grenat HAm 78e	Pyrope	27,6 %
	Almandin	66,0 %
	Spessartite	—
	Andradite	6,4 %
	Grossulaire	—
	Ouvarovite	—

La teneur très faible en CaO n'autorise que la formation d'andradite. L'absence de composant "grossulaire" dans les grenats de gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine avait été déjà soulignée par LEYRELOUP (1973) dans des roches semblables remontées de la profondeur par les volcans du Velay. L'indice et la maille des grenats d'autres gneiss khondalito-kinzigitiques à disthène ont été mesurés ; le report de ces données sur le diagramme de SASTRI (1958), complété par LASNIER (non publié) et sur la projection du tétraèdre de WINCHELL (1951) — (MATHIAS et al. — 1970) confirme, pour des roches analogues, une composition chimique identique du grenat (fig. 11 et 12).

	$\alpha_A^\circ \pm 0,005$	$n_{Na} \pm 0,002$
(1) HAm 78e	11,537	1,797
(2) HAm 92c	11,523	1,800
(3) HAm 66p	11,515	1,793

Le grenat intervient dans un certain nombre de réactions interminérales qui sont rarement simultanément observables dans le même échantillon ; leur chronologie relative est donc délicate à établir.

Il semblerait néanmoins qu'une réaction du type :



soit la première à s'être produite (voir paragraphe suivant) (photo 19, pl. 7).

Le spinelle apparaît ensuite aux dépens du grenat et du silicate d'alumine tandis que simultanément ou un peu après, cristallise la cordiérite (p.53) (photo 14, pl. 5) :



Dans les échantillons en voie de mobilisation, le grenat est le premier minéral à se déstabiliser ; on voit tous les passages entre des grenats peu affectés commençant à s'entourer d'une symplectite fibroradiée de cordiérite et quartz, et des amas sphériques polycristallins de cordiérite pœcilitique, gouttelettes de quartz et petits cristaux de biotite (photo 17, pl. 6). Pour expliquer cette déstabilisation du grenat qui semble faire intervenir le feldspath potassique (envahissement de celui-ci par des gouttelettes de quartz), on peut invoquer la réaction suivante :



La rôle de la potasse libérée sera évoqué à propos de la déstabilisation de la cordiérite (p.53).

Dans cette évolution, les grenats inclus dans les cristaux de disthène ne se déstabilisent pas, le silicate d'alumine jouant un rôle d'écran (blindage).

Dans un échantillon (HA CC 27b) où la cordiérite apparaît ainsi autour de certains grenats, on observe en outre autour d'autres cristaux de grenat une fine couronne d'un minéral indéterminé, d'aspect hyalin en lumière naturelle, bordée vers l'extérieur d'un liseré de produits ferrugineux (photo 18, pl. 6). Cette couronne qui paraît monocristalline (?) a une extinction onduleuse entre nicols croisés et des teintes de polarisation du début du premier ordre. Elle ne semble pas liée aux autres minéraux adjacents ; il se pourrait néanmoins qu'il s'agisse d'une autre forme de cordiérite pinnitisée. Lors de la pinnitisation, le fer et le magnésium seraient exsudés et concentrés sous forme de minerais à la périphérie (liseré opaque).

La dernière réaction où est impliqué le grenat correspond à une déstabilisation tardive dans les niveaux tectonisés et rétromorphosés. On voit alors les frac-

tures dues à la cataclase envahies de produits ferrugineux et de chlorite. Cette altération ronge le grenat, lui confère une structure maillée, puis le fait disparaître.

II-4-1-6 Biotite

Ce minéral a été longtemps considéré comme incompatible avec les conditions rigoureuse de température et de pression du faciès granulite et, de ce fait, il est rarement décrit comme appartenant à la paragenèse primaire des roches de la catazone. Or, les kinzigites et roches voisines sont le plus souvent riches en biotite (Morbihanite - DE LIMUR - 1884, COGNÉ - 1960) ; l'explication fournie est que cette biotite serait d'origine rétro-morphique et cristalliserait aux dépens de minéraux ferromagnésiens préexistants (grenat) En ce qui concerne les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine du Haut-Allier qui sont des roches où la biotite peut représenter plus de 10 % du volume, il est vraisemblable que plusieurs générations de ce minéral coexistent, mais que la plus ancienne d'entre elles correspond à la paragenèse granulitique la plus ancienne actuellement visible.

En effet, on observe au microscope deux types de cristaux de biotite qui se différencient par leur taille et leur localisation :

a) Des petits cristaux (0,1 mm), de forme trapue, parfois rectangulaire mais souvent xénomorphe, répartis uniformément au sein de la trame quartzofeldspathique, seront désignés sous le nom de biotite I (photo 19, pl. 7). Leur pléochroïsme est fort, jaune orangé pâle à brun rouge (biotite acajou) ; les inclusions sont fréquentes et paraissent correspondre à deux générations de "produits titanés" : du rutile primaire en petits prismes ou en grains arrondis sans orientation particulière et, dans les clivages ou bordant les paillettes, un minéral secondaire à fort relief que l'on peut attribuer à une variété de sphène (grothite ?) (1).

Ces petits cristaux ne sont pas inclus dans les autres minéraux mais se localisent en position intersertale. Ils ne semblent participer à aucune réaction, ni dériver d'aucun autre minéral appartenant à une paragenèse antérieure. Dans les échantillons les plus équants, dans lesquels le disthène est peu orienté, cette biotite ne paraît pas avoir une orientation privilégiée, autant qu'on puisse en juger du fait de son faible allongement. Je l'attribuerai donc à la paragenèse granulitique consécutive à la première déformation de type isoclinal, déformation partiellement masquée par la recristallisation granuloblastique de la trame dans le faciès granulite.

(1) Ce produit titané n'a pas été déterminé dans les échantillons du Haut-Allier et ce n'est que par analogie avec ce qui a été décrit dans un granite "charnockitique" de Bretagne méridionale (LASNIER, LEYRELOUP, MARCHAND - 1973) que ce nom est proposé. Les caractères optiques en sont tout à fait semblables.

b) L'autre type de biotite présente, dans les échantillons étudiés, les mêmes caractères optiques que la biotite I ; seules diffèrent la taille des cristaux et leurs relations spatiales avec les autres minéraux (grenat, disthène, sillimanite prismatique II) (photo 19, pl. 7). Ces dernières particularités la font considérer comme une biotite II (et peut-être III) ; elle sera donc étudiée avec les minéraux secondaires (p. 52).

II-4-2 MINÉRAUX ACCESSOIRES

II-4-2-1 Rutile

C'est le minéral accessoire le plus abondant (jusqu'à 1 % du volume de la roche). Il se présente sous quatre habitus distincts :

1 - En grains xénomorphes aux contours arrondis, à faible allongement (3 ou 4/1) pouvant atteindre 0,5 mm de long ; en lame mince, sa couleur est jaune vif et son extinction est droite (autant qu'on puisse en juger) ; il se trouve au sein de la trame quartzofeldspathique ou dans le disthène et ne présente aucune relation particulière avec les autres minéraux ; dans les échantillons affectés par l'anatexie, il peut évoluer en ilménite qui, elle-même, peut "s'hématitiser" ultérieurement ;

2 - En petits prismes automorphes, souvent trapus (3 à 4/1) de couleur brun jaune, à extinction droite ; en inclusions dans les grenats, leur disposition en général quelconque souligne parfois une structure hélicitique ;

3 - En très fines aiguilles ($L/l \approx 20/1$), à fort relief et extinction oblique ($N_g \wedge c \approx 25^\circ$) ; elles sont incluses dans le grenat et sont attribuées à du rutile par référence à des descriptions comparables (O'HARA et al. - 1967, GRIFFIN et al. - 1971, LASNIER - 1971, LEYRELOUP - 1973) ; d'après ces auteurs, cette "variété" apparaît à partir d'un minéral ferromagnésien par exsolution à haute température et haute pression ; l'orientation des aiguilles serait conforme aux directions du réseau cristallin du minéral-hôte ; ces aiguilles étant rares, ce dernier caractère n'a pas été contrôlé ;

4 - En fines aiguilles à extinction droite, maclées sagénite et épitaxiques sur les plans (001) des biotites ; ces dernières cristallisations sont tardives par rapport aux autres types.

II-4-2-2 Monazite

Dans la plupart des échantillons étudiés, c'est un minéral qui passe inaperçu à l'examen microscopique, tant ses caractères optiques sont voisins de ceux du zircon, avec lequel on le confond. Ce dernier est d'ailleurs beaucoup moins abondant que la monazite. En lame mince, elle se présente en granules

arrondis (0,05 mm), parfois en prismes trapus, incolores, à fort relief, au sein de la trame quartzofeldspathique ou dans le disthène. Lorsqu'elle est en contact avec de la biotite, elle est entourée d'une auréole pléochroïque. La taille des grains ne permet généralement pas d'effectuer des mesures optiques, seuls les échantillons (HAm 101) des "Rochers de Lisoul" recèlent des cristaux de monazite pouvant atteindre 0,3 mm de long. On y distingue alors un mauvais clivage longitudinal, le faible angle d'extinction ($N_g \wedge c = 3^\circ$) et surtout une faible biaxie positive ($2V = +10^\circ$). La détermination précise de ce minéral a été effectuée aux rayons X après broyage de la roche et séparation par liqueur dense ($d \approx 5$). La couleur en grain est jaune vif à jaune-verdâtre.

Ce minéral ne semble pas intervenir dans des réactions interminérales et n'est jamais métamicté.

Sa présence, constante dans les roches à silicates d'alumine, n'a pas été observée dans les granulites sans silicates d'alumine ; en revanche, dans ces dernières, on trouve toujours de l'allanite riche en cérium (p.100).

Dans l'état actuel de nos recherches, monazite et allanite ne coexistent pas. Rien ne permet de dire si le minéral hydraté dérive de la monazite ; constatons seulement que ces deux espèces sont l'expression d'une richesse particulière de ces roches en "terres cériques".

II-4-2-3 Graphite

Ce minéral est irrégulièrement réparti dans les gneiss khondalito-kinzigitiques ; parfois totalement absent dans certains niveaux, il peut être abondant dans d'autres. Il se présente alors en paillettes hexagonales à l'éclat métallique, dont l'aplatissement est conforme au plan de foliation. Opaque en lame mince, il est aisément différenciable des minerais par l'aspect denticulé (dû au polissage) du contour de ses lamelles. Non signalé en 1968 dans la paragenèse de la "granulite de Courtilles", il y est néanmoins présent, et a été mis en évidence ultérieurement (LASNIER — communication personnelle). La présence de ce minéral a une grande importance théorique car, d'après FRENCH (1966), elle implique, lors de la mise en équilibre de la paragenèse, une composition particulière de la phase fluide : proportion importante de méthane et en moindre quantité de CO_2 (l'eau étant instable à haute température vis à vis du graphite) (1).

(1) Ces déductions, qui résultent de calculs théoriques, semblent confirmées par l'étude des inclusions gazeuses de ce type de roches ; le CO_2 dans bien des cas n'est qu'un constituant mineur de la phase gazeuse, CH_4 et d'autres composés organiques plus complexes sont en proportions dominantes (TOURET — 1971 a et b — communication personnelle).

II-4-2-4 Apatite

Il s'agit de fluorapatite qui se présente sous deux habitus distincts :

- 1 — en cristaux arrondis, trapus (0,2 — 0,5 mm de long), parfaitement limpides, sans relations particulières avec les autres minéraux, mais fréquemment concentrés par groupes de trois ou quatre individus ;
- 2 — en amandes monocristallines centimétriques, de couleur jaunâtre à l'œil nu, et présentant un aspect nuageux au microscope (photo 21, pl. 7).

Ce deuxième habitus ne subsiste qu'exceptionnellement dans les échantillons étudiés (HAAL 37) ; en revanche, il semble plus fréquent dans des roches plagioclasiques à affinités éclogitiques qui affleurent dans la même région (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND, mémoire en préparation). Son aspect de phénoclaste relictuel conduit à considérer cette apatite comme contemporaine des "yeux" de mésoperthite et de plagioclase antiperthitique qui constituent une paragenèse granulitique antérieure à celle qui forme actuellement la masse de ces roches.

La taille de ce minéral accessoire tend à confirmer la structure largement "grenue" de la roche initiale (paragenèse anté-stade I — fig. 5 —, non observée).

II-4-2-5 Zircon

Beaucoup moins fréquent que les autres minéraux accessoires, le zircon est néanmoins constant et présente les mêmes caractéristiques dans les divers échantillons étudiés. Les cristaux sont subautomorphes, arrondis, voire sub-ovoïdes, de couleur jaune, opalescents en grains. Leur élongation est moyenne (entre 2 et 5), parfois très faible (≈ 1) (1). Ils ont peu d'inclusions, sont fréquemment zonés et fracturés.

II-4-2-6 Minerais

Dans l'ensemble de ces roches, les minéraux opaques sont peu abondants et les faibles quantités recueillies après broyage et séparation n'ont pas permis de déterminations précises.

Par son comportement vis à vis des séparateurs magnétiques et par analogie avec ce qu'a déterminé LEYRELOUP dans des roches comparables, on peut penser que la magnétite (titano-magnétite ?) est le minerai principal.

(1) Le problème des cristaux de zircon à élongation très faible sera abordé avec l'étude de ce minéral dans les granulites rubanées (p. 69).

Dans les échantillons où le rutile se déstabilise, l'ilménite apparaît à la périphérie des cristaux, mais ce stade est fugace, et le plus souvent, on ne décèle aux rayons X que la présence d'hématite.

La pyrite se concentre parfois dans certains échantillons et en tapisse les diagenèses.

II-4-2-7 Corindon

Ce minéral, relativement fréquent dans les roches basiques du Haut-Allier, n'a été observé dans les roches acides, que dans les échantillons d'un seul affleurement : "les Rochers de Lisoul" (HAm 101a).

Il se présente en granules allongés au sein de tablettes de disthène se transformant en cordiérite (photo 20, pl. 7). La désorientation optique des différents grains ne permet pas de les interpréter comme les reliques d'un cristal antérieur plus grand et actuellement déstabilisé.

Aucune réaction interminérale faisant intervenir le corindon n'a été observée.

II-4-3 MINERAUX SECONDAIRES

II-4-3-1 Silicates d'alumine

a) Sillimanite prismatique II

C'est un minéral dont l'apparition est postérieure à celle des silicates d'alumine déjà décrits ; il se présente en prismes très allongés ($l/L \approx 1/10$ à $1/20$) mais dont la section basale est fréquemment clivée selon (010) ; en aucun cas il ne s'agit de fibrolite qui, lorsqu'elle est présente, est encore plus tardive. Cette sillimanite II chemise indifféremment disthène, sillimanite I et formes intermédiaires et constitue une auréole radiée qui prend toute son extension aux extrémités des cristaux, semblant s'immiscer dans les plans de clivage lorsqu'ils existent (photo 11, pl. 4). Dans un stade suivant (fig. 6, stade V), l'ensemble du cristal (ou des cristaux) "éclate" en une gerbe rayonnante de sillimanite prismatique II. Ce stade d'évolution semble plus fréquemment atteint par la sillimanite I et le "disth-sillimanite" que par le disthène et ceci explique sans doute pourquoi on observe rarement la sillimanite I.

Cette sillimanite prismatique II est l'homologue de celle décrite en Europe centrale. En effet, la description de SCHARBERT (1964) dans les granulites de Wieselburg, celle de MATĚJOVSKÁ (1967) dans les granulites de Náměšť nad Oslavou, etc ... correspondent tout à fait à ce qui existe en Haut-Allier ; en revanche, le stade plus fugace de la sillimanite I ne semble avoir été signalé que par SCHARBERT (1971).

Contrairement à ce qui a été observé par LEYRELOUP (1973), dans les niveaux de gneiss khondalito-kinzigitiques où le spinelle apparaît, c'est toujours entre grenat et disthène (ou disth-sillimanite) que ce minéral s'observe, jamais entre sillimanite II et grenat (photo 13, pl. 5). Dans les échantillons de gneiss khondalito-kinzigitiques à cordiérite, la sillimanite II est rare, l'âge relatif de l'un ou l'autre minéral est donc difficile à établir. Néanmoins, la présence de sillimanite (pseudomorphosant le disthène) au sein de plages de cordiérite, peut indiquer l'antériorité du silicate d'alumine secondaire ou une apparition simultanée de deux minéraux.

b) Fibrolite

C'est la forme la plus tardive du silicate d'alumine ; elle pseudomorphose les polymorphes des paragenèses antérieures ou bien apparaît localement en abondance le long des fractures de la roche. Son apparition caractérise des roches rétro-morphosées et de ce fait, la fibrolite est rare dans les gneiss khondalito-kinzigitiques. Son étude sera abordée plus en détail avec celle des roches dérivées (gneiss à biotite et sillimanite, anatexites ...) (p. 126).

II-4-3-2 Biotite

Si les petites plages de biotite I, accolées indifféremment à n'importe quel autre minéral, ont été attribuées à la paragenèse la plus ancienne (p. 47), on en distingue d'autres générations.

a) Biotite II

On observe en particulier des paillettes plus grandes (0,5 à 1 mm) allongées, de "biotite acajou II", qui chemisent les cristaux de grenat (photo 19, pl. 7). Leur croissance semble s'être effectuée en climat statique, car dans les échantillons peu déformés, elles sont désorientées.

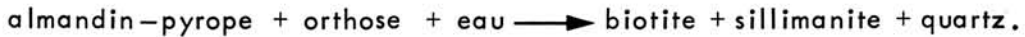
Lorsqu'un épisode tectonique tardif a affecté la roche, elles se concentrent en "ombres de pression" qui accentuent la foliation et la linéation.

Pour expliquer l'apparition de cette biotite II, on peut invoquer une réaction de déstabilisation non observée ponctuellement, mais dont le bilan est statistiquement net : lorsque cette biotite II entourant le grenat est abondante, le disthène est corrodé, la trame quartzofeldspathique est moins riche en feldspath alcalin et plus riche en quartz.

b) Biotite III

Dans certains échantillons, la sillimanite prismatique II est intimement associée à des paillettes allongées de biotite (photo 60, pl. 20). Le minéral ferro-

magnésien a, lui aussi, une disposition radiée autour du disthène ou de la sillimanite I, et parfois encapuchonne vers l'extérieur les prismes de silicate d'alumine secondaire. Cette association qui semble liée à la proximité du grenat, présente tous les aspects d'une cristallisation simultanée (sillimanite II - biotite III). La réaction qui peut être à l'origine des faits observés serait du type :



c) Biotite IV

Dans les roches affectées par l'anatexie et dans lesquelles apparaissent cordiérite et quartz aux dépens du grenat, il est fréquent d'observer de petites paillettes automorphes de biotite qui ressemblent à la biotite primaire. Les grenats ne contenant que rarement ce minéral en inclusion, on peut penser qu'il s'agit d'une biotite cristallisée à partir de cordiérite.

III-4-3-3 Cordiérite (photos 14, pl.5, 17, pl.6)

C'est un minéral réactionnel qui pseudomorphose soit le grenat (p. 46), soit le disthène (p.39). Une étude aux rayons X en a été tentée, mais ce minéral étant entièrement transformé en pinité, il n'a pas été possible de préciser ses caractéristiques physiques (indice de distorsion - MIYASHIRO (1957) ; indice de largeur - LANGER et SCHREYER (1969)).

La réaction entre grenat et feldspath alcalin qui conduit à la formation de cordiérite et de quartz (p. 46) fait apparaître un excès de potasse dont le devenir n'est pas clairement établi. On peut envisager plusieurs hypothèses :

- K^+ passe en solution dans la phase fluide et est évacué,
- K^+ réagit avec les minerais et l'eau omniprésente pour former de la biotite qui accompagne les minéraux issus de la destruction du grenat (cordiérite + quartz),
- K^+ contribue à former de la muscovite (pinitisation de la cordiérite); cela pourrait expliquer l'absence de cordiérite fraîche, bien que cette altération soit vraisemblablement plus tardive.

De ces trois hypothèses, aucune n'intègre de façon entièrement satisfaisante les données actuelles.

II-4-3-4 Spinelle

Le spinelle est issu dans ces roches de la réaction :



qui n'a été observée que dans de rares niveaux millimétriques (photo 13, pl. 5) ce qui explique que les échantillons dans lesquels ce minéral apparaît soient peu nombreux (HA CC 27 et HA 290). Aucune explication satisfaisante ne permet d'élucider l'apparition aussi localisée du spinelle ; en effet, le gneiss qui le contient ne présente aucune autre particularité dans sa paragenèse. Ce spinelle forme des vermicules vert foncé et, par analogie avec celui des enclaves du Velay (LEYRELOUP-1973), on peut penser qu'il s'agit de pléonaste ou d'hercynite ; les faibles quantités récoltées lors des séparations n'en ont pas permis une détermination plus précise.

II-4-3-5 Muscovite

Ce mica est absent dans les gneiss khondalito-kinzigitiques non rétro-morphosés. Lorsque la paragenèse témoigne de conditions de température et de pression moins rigoureuses, il apparaît en un feutrage de fines paillettes chemisant les cristaux de silicates d'alumine. Il peut devenir abondant dans les roches dérivées (gneiss à biotite et sillimanite, micaschistes) où il a d'ailleurs aussi une autre origine. Les relations entre son apparition et le "métamorphisme du Livradois méridional" (FORESTIER-1961) seront discutées p. 132.

II-5 CHIMISME

Il est difficile de se rendre compte de la composition chimique de telles roches en raison de la variabilité minéralogique rapide des niveaux millimétriques.

Les quatre analyses (an. 1-2-3-4) présentées dans le tableau I (p.55) ont été établies à partir d'échantillons de plusieurs kilos (≤ 5 kg), choisis pour leur homogénéité :

- un gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 66p - Séniquette) qui était associé, à l'affleurement, aux "granulites rubanées" ;

- un gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 78e - Azérat) prélevé au cœur d'un septum que l'on voit passer en quelques mètres aux gneiss à biotite et sillimanite encaissants ;

- un gneiss khondalito-kinzigitique (tendance khondalitique) à disthène (HAM 92c) faisant partie d'une passée granulitique kilométrique affleurant aux environs de Sarniat ;

- une "granulite à disthène" (tendance kinzigitique) prise au contact de la péridotite de Courtilles (in LASNIER-1968).

Les analyses 5 et 6 (LEYRELOUP-1973) sont citées par comparaison, car les roches correspondantes sont en tous points semblables bien que provenant du tréfonds du "socle arverne".

TABLEAU 1

Compositions chimiques des roches du groupe khondalito-kinzigitique.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,56	65,46	62,80	60,36	65,04	64,15	59,27
Al ₂ O ₃	22,48	16,12	18,08	22,00	16,84	17,05	22,54
Fe ₂ O ₃	2,67	1,37	1,70	0,24	2,78	2,87	0,73
FeO	8,76	5,03	7,10	7,60	4,80	5,24	8,52
MnO	0,19	0,04	0,15	0,16	0,14	0,09	0,11
MgO	3,42	3,31	3,33	2,20	2,36	2,36	2,22
CaO	0,69	1,19	0,55	1,80	0,73	1,52	0,55
Na ₂ O	0,40	1,72	0,60	1,00	1,23	0,98	0,56
K ₂ O	3,68	2,47	3,52	2,35	4,00	1,85	2,44
TiO ₂	0,82	0,94	0,90	1,20	0,37	0,59	1,22
P ₂ O ₅	0,20	0,24	0,18	0,02	0,07	0,15	0,12
Cr ₂ O ₃	Tr.	Tr.	0,01	–	0,01	0,03	–
NiO	Tr.	Tr.	Tr.	–	–	Tr.	–
p. f.	–	0,72	–	–	1,09	0,65	–
H ₂ O ⁺	0,78	0,91	0,64	1,09	0,41	1,30	1,54
H ₂ O [–]	0,16	0,09	0,11	0,59	0,37	0,63	0,20
TOTAL	99,81	99,61	99,67	100,59	100,25	99,46	100,02
Apatite	0,47	0,57	0,44	0,03	0,15	1,34	0,34
Ilménite	1,55	1,78	1,70	2,28	0,61	1,22	2,28
Orthose	21,74	14,62	20,79	13,90	23,91	10,56	14,46
Albite	3,35	14,51	5,08	8,44	9,91	8,36	4,72
Néphéline	–	–	–	–	–	–	–
Anorthite	2,25	4,48	1,64	8,84	3,34	4,17	1,95
Corindon	17,01	8,97	12,67	14,56	9,28	11,93	18,26
Magnétite	3,87	1,99	2,46	0,35	3,94	4,18	0,93
Hématite	–	–	–	–	–	–	–
Diopside [Ca.....	–	–	–	–	–	–	–
[Mg.....	–	–	–	–	–	–	–
[Fe.....	–	–	–	–	–	–	–
Hypersthène [Mg....	8,55	8,27	8,32	5,50	5,80	8,30	18,70
[Fe.....	12,87	6,63	10,41	11,95	6,34	6,20	–
Olivine [Mg.....	–	–	–	–	–	–	–
[Fe.....	–	–	–	–	–	–	–
Quartz	27,23	36,11	35,41	33,02	35,52	41,94	36,48

– LEGENDE –

- 1 – Gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 66p) – Séniquette (43) – n° 421
- 2 – Gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 78e) – Azérat (43) – n° 381
- 3 – Gneiss khondalitique à disthène (HAM 92a) – Sarnat (43) – n° 424
- 4 – "Granulite à disthène" – Courtilles (43) – in LASNIER (1968)
- 5 – Gneiss khondalito-kinzigitique (B OUR 10) – Bournac (43) – n° 151 } in LEYRELOUP
- 6 – Khondalite à sillimanite (B 8) – Bournac (43) – n° 202 } (1973) p.125
- 7 – Kinzigite alumineuse (M₅ – 402) in KORNPROBST – 1971, p. 128

Analyste : J. Naulet – Nantes

L'analyse 7 (KORNPROBST-1971) est celle d'une kinzigite très alumineuse des Beni-Boussera identique aux analyses n^{os} 1 et 4. De plus, les réactions interminérales observées dans ce type de roche sont les mêmes que celles observées en Haut-Allier.

L'examen de ces analyses de roches acides met en évidence leurs similitudes et en particulier leur richesse en Al_2O_3 (de 16 à 22 %). De ce fait, le calcul de la norme fait apparaître une quantité importante de corindon virtuel. On remarque aussi que l'hypersthène normatif peut toujours être formé.

Sans anticiper sur l'étude de la lithologie originelle de ces roches (chap. XI, p. 165), on peut dès à présent constater l'affinité de ces compositions avec celle de matériels pélitiques.

II-6 NIVEAUX PARTICULIERS OU FILONS CONCORDANTS

Nous avons vu ci-dessus que les roches khondalito-kinzigitiques forment des ensembles homogènes de couleur sombre, à l'exception de rares "niveaux" leucocrates centimétriques, concordants avec la foliation sur de petits affleurements (quelques mètres carrés au plus). Ces "niveaux" épaississent dans les charnières, soulignent la structure plissée en plis isoclinaux ; leur présence rompt l'homogénéité de la formation.

II-6-1 MINÉRALOGIE

Ces niveaux de couleur blanc laiteux présentent à l'œil nu un aspect granitoïde. En lame mince, leur structure est granoblastique interlobée et leur composition essentiellement quartzofeldspathique ; les cristaux sont équi-granulaires. Aux proportions relatives près, la paragenèse est la même que celle de l'encaissant. Seuls biotite et silicates d'alumine (disthène) sont moins abondants. Le disthène est surtout localisé aux contacts avec le gneiss khondalito-kinzigitique. Les minéraux accessoires sont les mêmes à l'exception du graphite qui est absent. Aucune réaction interminérale n'a été observée (ni spinelle, ni cordiérite).

II-6-2 CHIMISME

Un de ces niveaux (HAm 78g) affleurant au sein des gneiss khondalito-kinzigitiques (1) situés au nord d'Azérat, a été analysé (Tab. II - an. 8). Le caractère leucocrate de cette roche, pauvre en biotite et silicates d'alumine, est confirmé par une forte teneur en silice et un pourcentage de fer total moyen

(1) L'analyse du gneiss encaissant est présentée ci-dessus (Tab. I - an. 2).

TABLEAU II

Compositions chimiques globales de "niveaux particuliers ou filons concordants".

	8	9		8	9
SiO ₂	73,02	71,50	Apatite	0,30	0,34
Al ₂ O ₃	13,50	15,42	Ilménite	0,29	–
Fe ₂ O ₃	0,85	0,80	Orthose	18,90	27,80
FeO	2,81	1,78	Albite	25,62	13,62
MnO	Tr.	0,71	Néphéline	–	–
MgO	0,97	0,57	Anorthite	6,39	7,51
CaO	1,44	1,72	Corindon	2,66	4,90
Na ₂ O	3,03	1,62	Magnétite	1,23	1,16
K ₂ O	3,20	4,65	Hématite	–	–
TiO ₂	0,15	0,02	Diopside $\begin{bmatrix} \text{Ca} \dots\dots \\ \text{Mg} \dots\dots \\ \text{Fe} \dots\dots \end{bmatrix}$	–	–
P ₂ O ₅	0,13	0,16		–	–
Cr ₂ O ₃	Tr.	–		–	–
NiO	Tr.	–	Hypersthène $\begin{bmatrix} \text{Mg} \dots\dots \\ \text{Fe} \dots\dots \end{bmatrix}$	2,42 4,20	5,36
p. f.	0,48	–	Olivine $\begin{bmatrix} \text{Mg} \dots\dots \\ \text{Fe} \dots\dots \end{bmatrix}$	–	–
H ₂ O ⁺	0,11	1,31		–	–
H ₂ O [–]	0,05	0,22			
TOTAL	99,74	100,49	Quartz	37,06	38,16

– LEGENDE –

8 – "Niveau clair" au sein de gneiss khondalito-kinzigitique
(HAM 78 g) – Azérat (43) – n° 390

9 – Filon intrafolial, légèrement discordant, à almandin et sillimanite
(M₂ – 350) – in KORNPROBST (1971), p. 128

Analyste : J. Naulet – Nantes

(3,66 %) (grenat). Ces particularités sont analogues à celles de l'analyse n° 9 (Tab. II) qui correspond à un filon intrafolial décrit par KORNPROBST (1971) au sein de kinzigites alumineuses des Beni Bousera.

II-6-3 ORIGINES POSSIBLES

Le report, sur différents diagrammes, des données fournies par l'analyse chimique, donne des résultats apparemment contradictoires :

- diagramme, $MgO - K_2O - Na_2O$ de DE LA ROCHE et al. (1965 - 1968) (fig. 23) : le point représentatif tombe dans le domaine des roches éruptives (tendance rhyolitique).

- Diagramme, $Al/3 - K, Al/3 - Na$ de DE LA ROCHE (1968) (fig. 22) : la roche originelle aurait une composition intermédiaire entre une roche para (grès) et ortho (rhyolite).

- Diagramme $CaO, Na_2O + K_2O$ de DAVOINE (1969) (fig. 21) : la roche serait une leptynite d'origine para.

Leur minéralogie, les rapports géométriques de ces "niveaux" avec l'encaissant, les données chimiques, conduisent à plusieurs hypothèses quant à leur origine lithologique :

- ou bien ils correspondent à des épisodes sédimentaires plus gréseux, ou rhyolitiques (tufs) dans une série essentiellement pélitique,

- ou bien ce sont d'anciens filons (granite ou aplite) correspondant au leucosome d'une anatexie primaire antégranulitique, la présence de quelques cristaux de disthène concentrés aux épontes serait dûe à une contamination de la part de l'encaissant ; la tectonisation intense expliquerait leur pseudo-concordance avec la schistosité actuelle.

En l'absence d'affleurement qui permette une étude précise des relations entre "niveaux" leucocrates et encaissant, il est actuellement difficile de prendre position. La première hypothèse semble néanmoins la plus simple.

II-7 CONCLUSION

Les gneiss khondalito-kinzigitiques à silicates d'alumine n'occupent à l'affleurement que des surfaces relativement restreintes en Haut-Allier. Ce sont des gneiss de couleur sombre, riches en grenat et disthène, qui semblent s'être formés, non pas directement par cristallisation de sédiments et matériel éruptif, mais à partir d'une roche déjà métamorphisée dans la catazone. Ils sont forte-

ment plissés : l'intensité de la déformation se traduit par des plis isoclinaux très étirés, par la cataclase du matériel originel (abondance de phénoclastes) et par l'apparition d'un fin litage. Les intercalations de niveaux clairs, moins riches en minéraux ferromagnésiens (biotite) sont rares ; nous allons voir le rythme de cette alternance (niveaux clairs — niveaux sombres) se modifier profondément dans les granulites rubanées à silicates d'alumine dont l'étude fait l'objet du chapitre suivant.

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

[illegible]

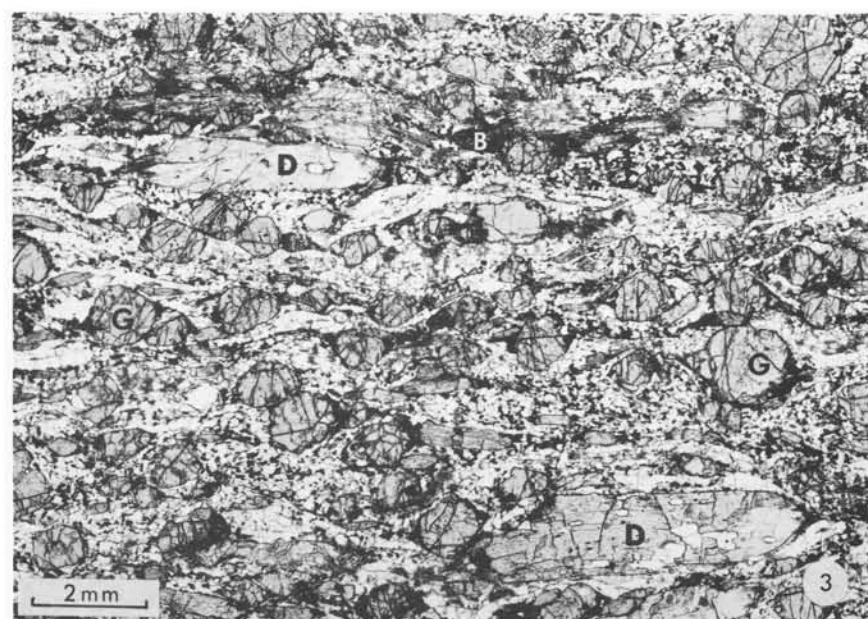
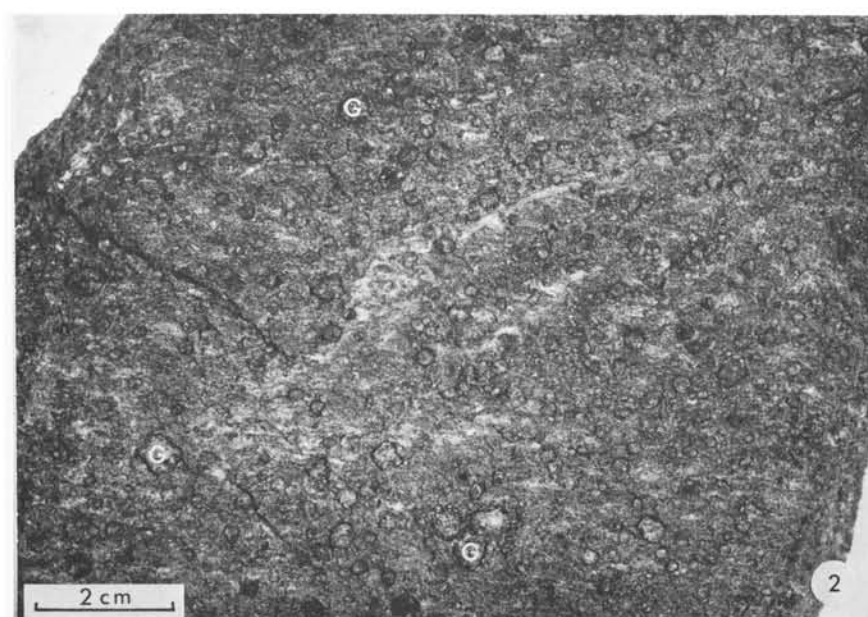
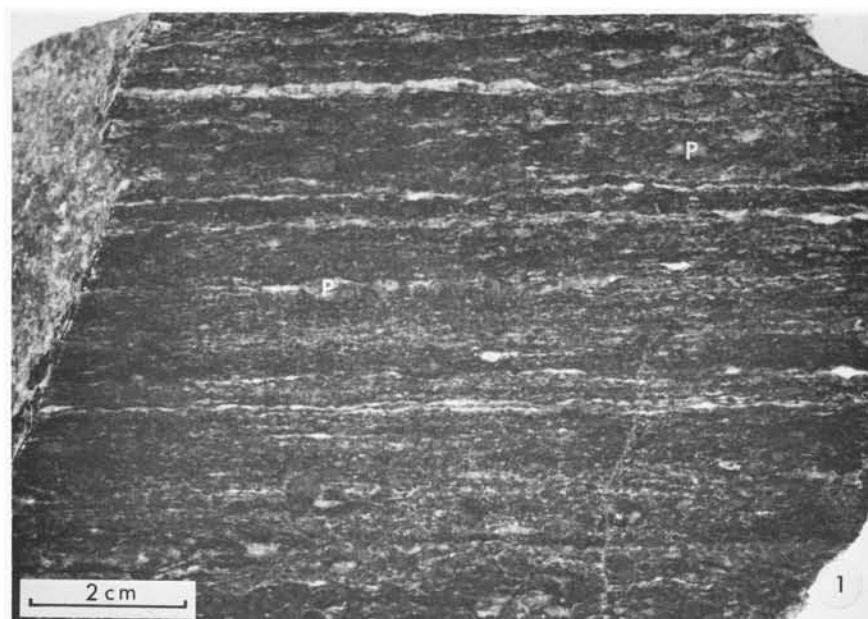
Aspect macroscopique et structure

[illegible]

- Séniquette-HAm 66 p -

- Sarniat-HAm 92 C -

- Séniquette-HAm 66 p -



— PLANCHE 2 —

.....

— GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUES —

— Minéralogie —

.....

Photo 4 Phénoclaste feldspathique recristallisé en une mosaïque granuloblastique de néo-individus d'orthose (FK).
(Lumière naturelle ; contours des néocristaux soulignés à l'encre).

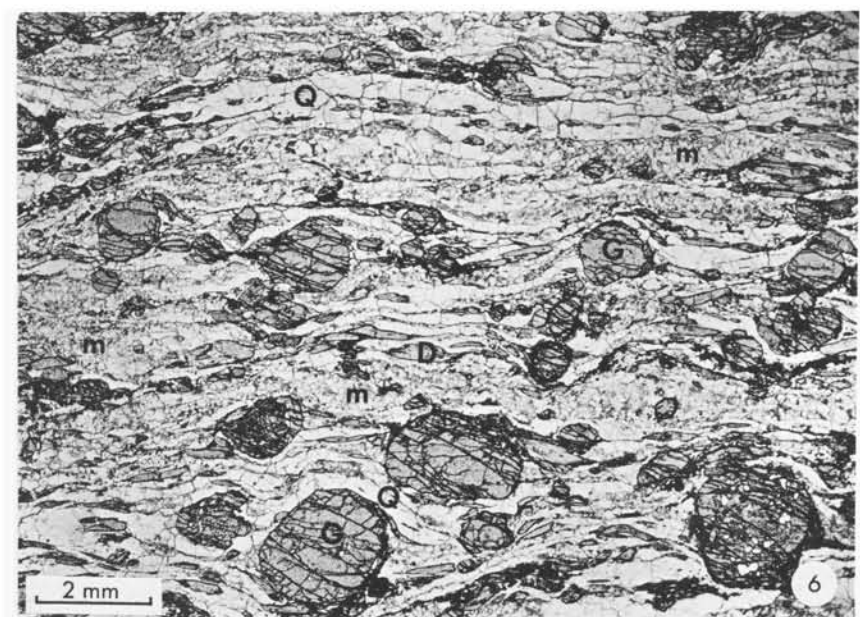
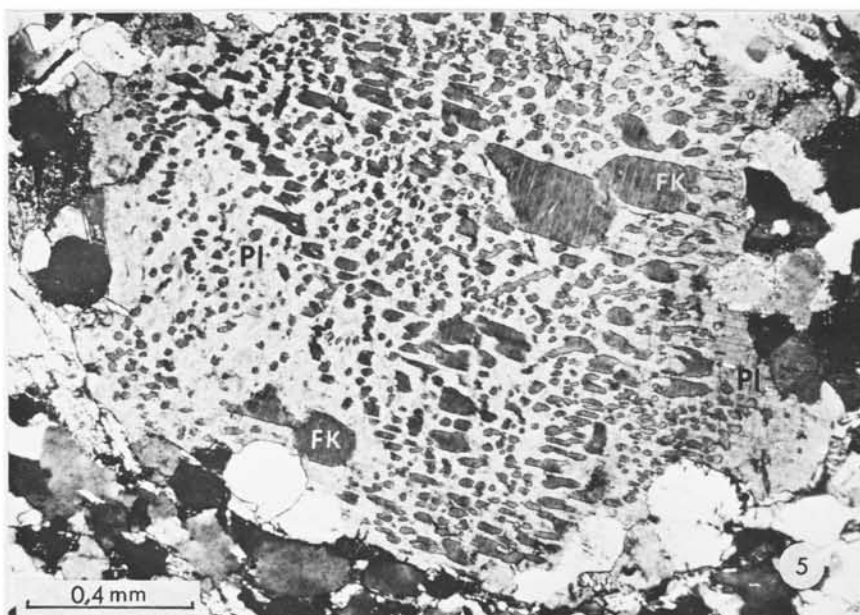
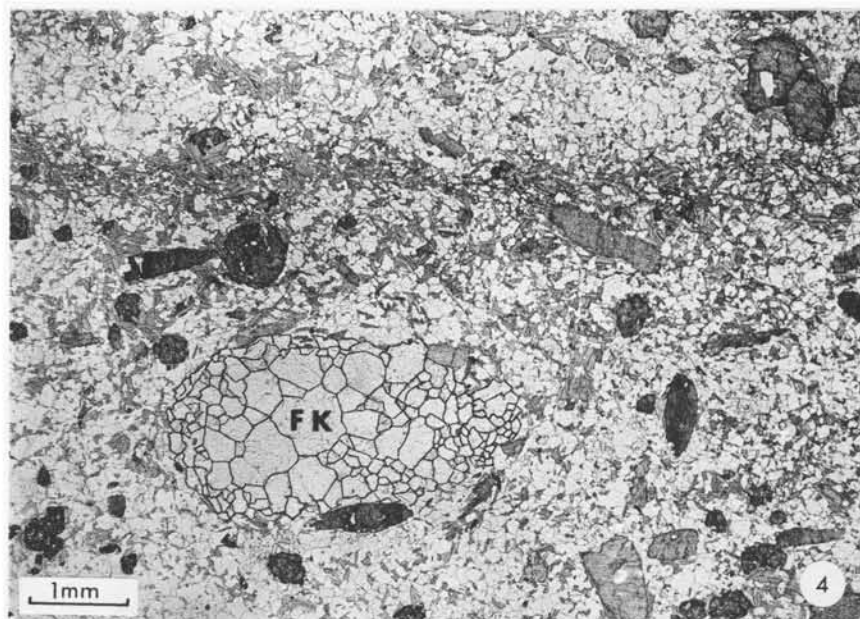
— Sarniat—HAm 92 c —

Photo 5 Phénoclaste plagioclasique antiperthitique. L'oligoclase (Pl) est finement maclé polysynthétiquement, les antiperthites potassiques (FK) sont elles-mêmes perthitiques (albite ?). (Nicols croisés).

— Azérat—HAm 78 c₂ —

Photo 6 Quartz (Q) en plaquettes polycristallines (Plattenquarz) moulant les cristaux globuleux de grenat (G).
(D) : disthène ; (m) : matrice quartzo-feldspathique.
(Lumière naturelle).

— La Roche sous St Hilaire sur Auzon — HAm 79 a —



— PLANCHE 3 —

.....

— GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUES —

— Minéralogie : silicates d'alumine —

.....

Photo 7 Disthène (D) en voie de transformation ; les contours du cristal sont golfés, corrodés par du quartz (Q) qui apparaît aussi en son centre. (Lumière naturelle).

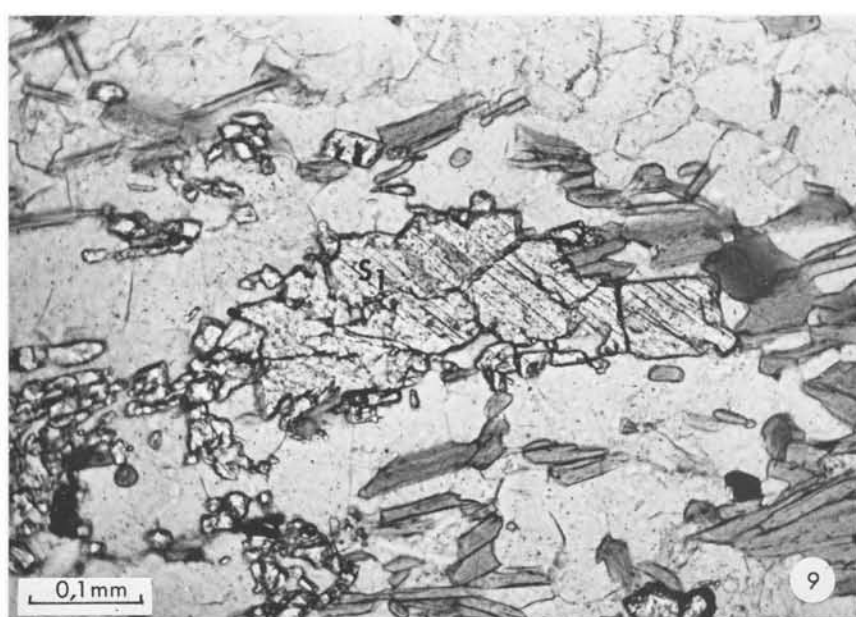
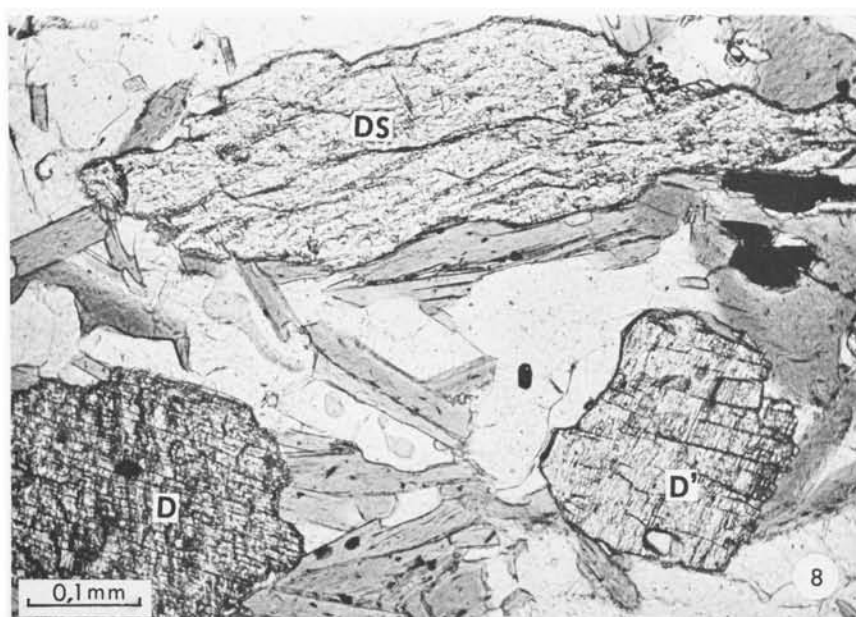
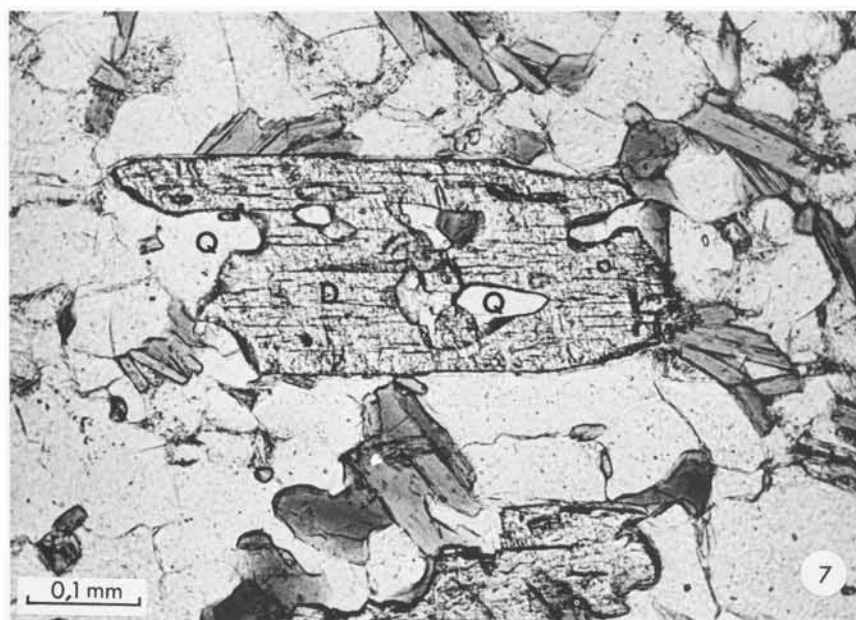
— Sarniat—HAm 92 c —

Photo 8 Coexistence au sein d'une même lame mince de disthène (D) à clivage (100) bien marqué, de disthène (D') en voie de transformation (clivage 100 moins net) et de disth-sillimanite (DS) sans clivage. (Lumière naturelle).

— Sarniat—HAm 92 c —

Photo 9 Sillimanite prismatique l pseudomorphosant un ancien cristal de disthène (le clivage 010 est visible). (Lumière naturelle).

— Sud de St Hilaire sur Auzon — HAm 84 a



— PLANCHE 4 —

.....

GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUE

Minéralogie : déstabilisation des silicates d'alumine

.....

- Photo 10 Disthène (D) recristallisant partiellement en disth-sillimanite (D S) ;
amas micacé (M) provenant de la déstabilisation d'anciens silicates
d'alumine.
(Lumière naturelle).

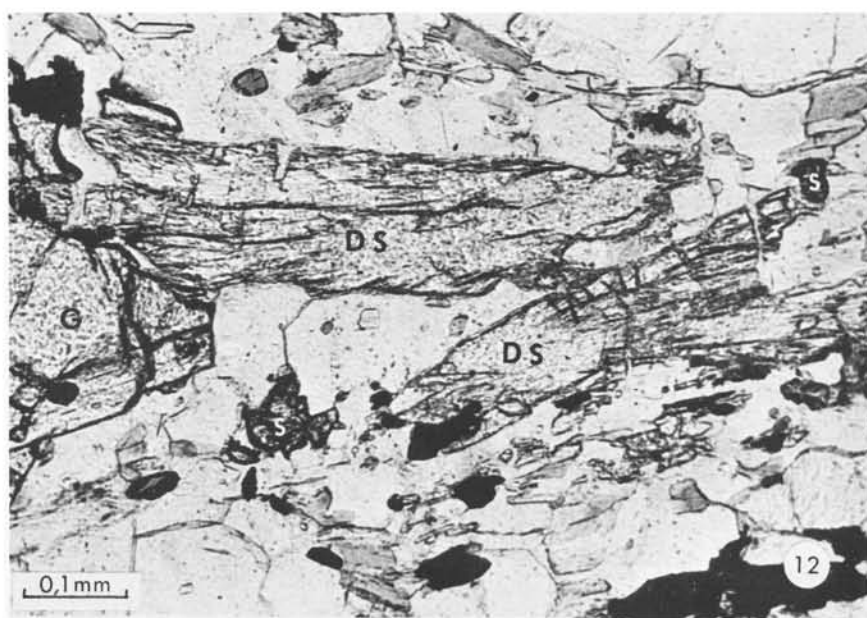
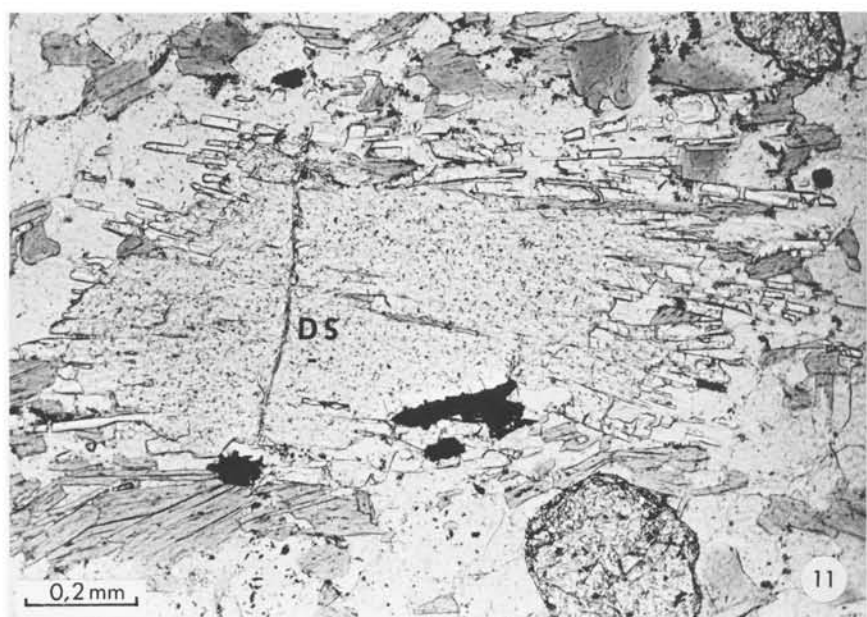
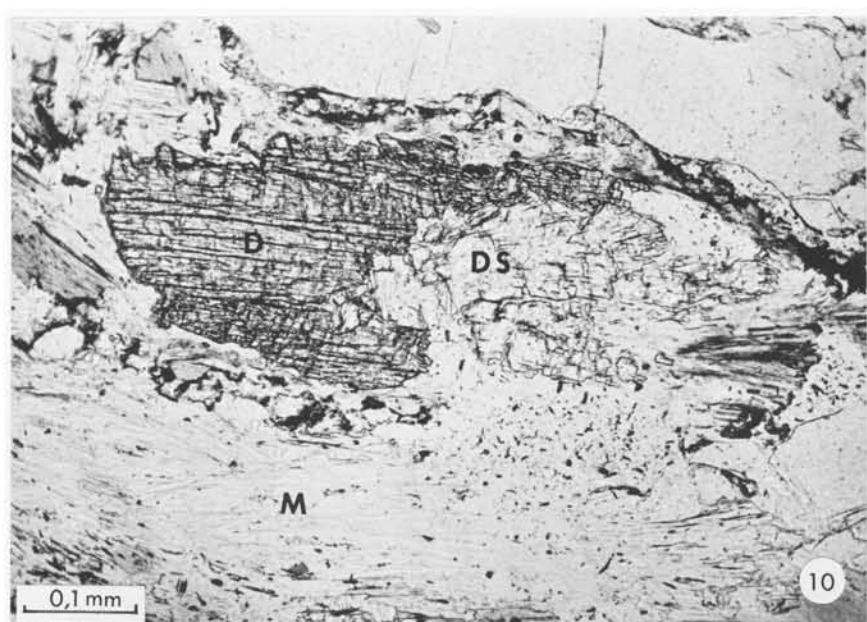
— Route de St Hilaire sur Auzon à Auzon - HAm 87 a —

- Photo 11 Disth-sillimanite (D S) (LEYRELOUP 1973) se déstabilisant en sillima-
nite prismatique II.
(Lumière naturelle).

— St Hilaire sur Auzon - HAm 84 a —

- Photo 12 Spinelle (S) en grains au voisinage immédiat du disth-sillimanite (D S)
et du grenat (G).
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAm 66 c —



- PLANCHE 5 -

GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUE

Minéralogie : déstabilisation des silicates d'alumine (suite)

Photo 13 Réaction entre disthène (D) et grenat (G) qui donne du spinelle (S) et de la cordiérite (C). La biotite (B) semble relictuelle. (Lumière naturelle).

– Séniquette – HACC 20 –

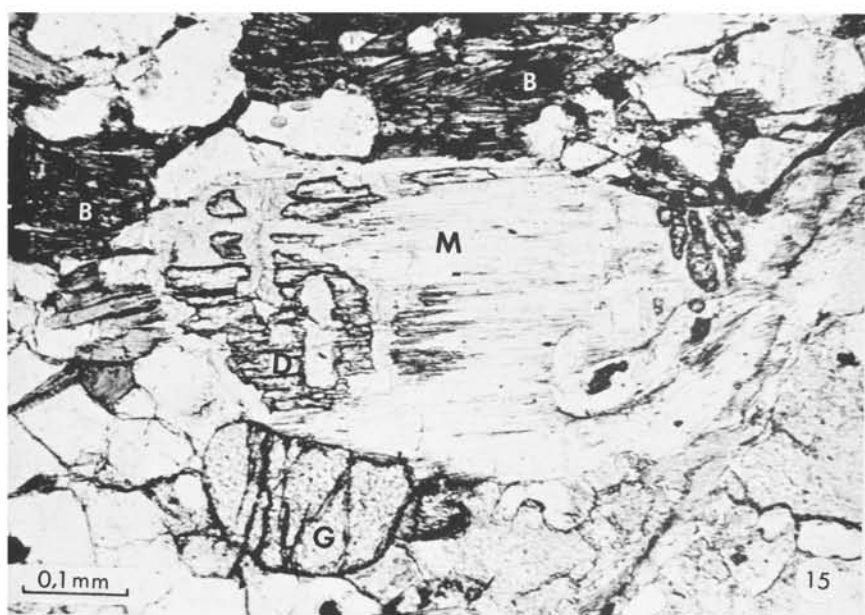
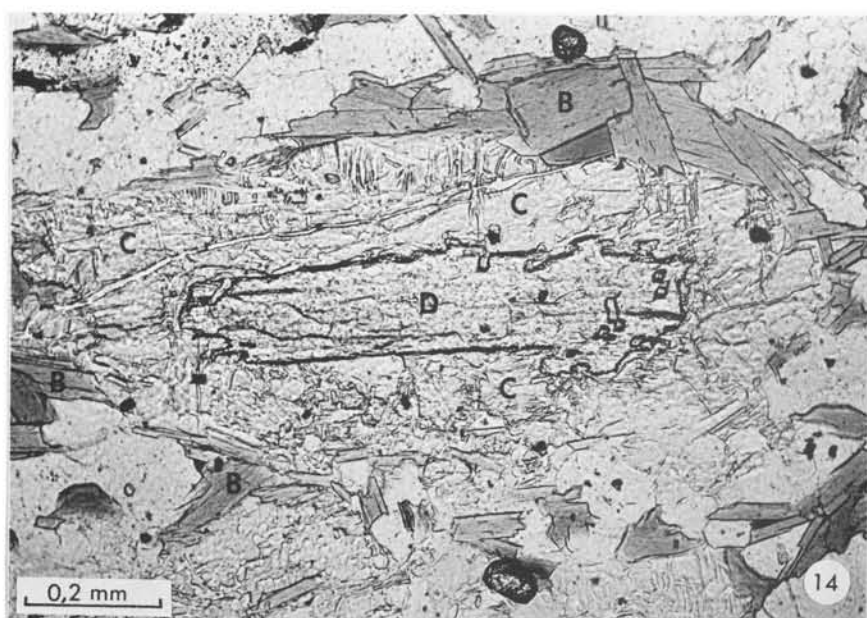
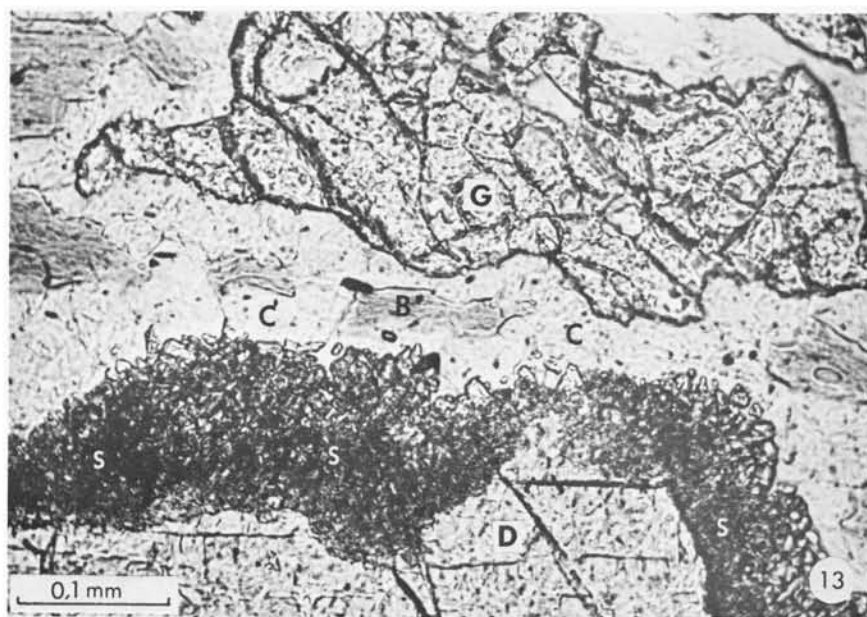
Photo 14 Réaction entre disthène (D) et biotite (B) qui conduit à l'apparition de cordiérite (C) actuellement pinitisée.
(Lumière naturelle).

- Les Rochers de Lisoul - HAm 101 a₁ -

Photo 15 Recristallisation d'un cristal de disthène (D) en un monocristal de mica blanc (M).
(Lumière naturelle).

G : grenat - B : biotite.

- St Hilaire sur Auzon - HAm 84a -



— PLANCHE 6 —

.....

GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUE

Minéralogie : grenat

.....

Photo 16 Grenat pœcilitique (G) ; les inclusions sont essentiellement du quartz (Q) et du feldspath (F).
(Lumière naturelle).

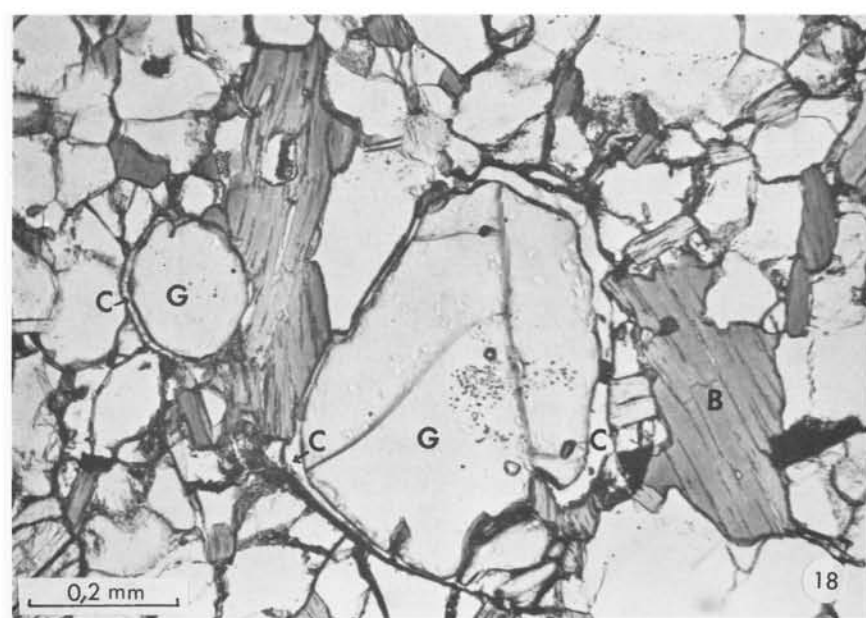
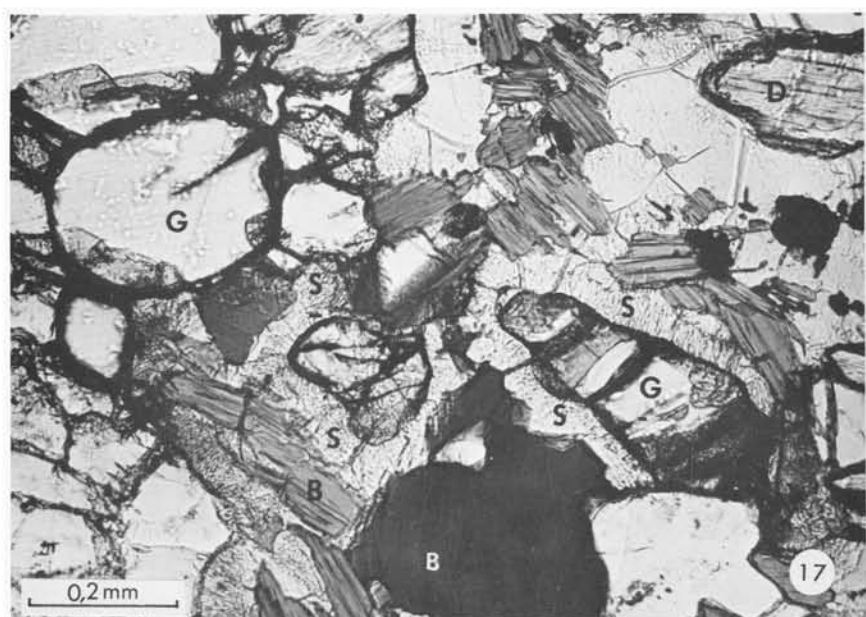
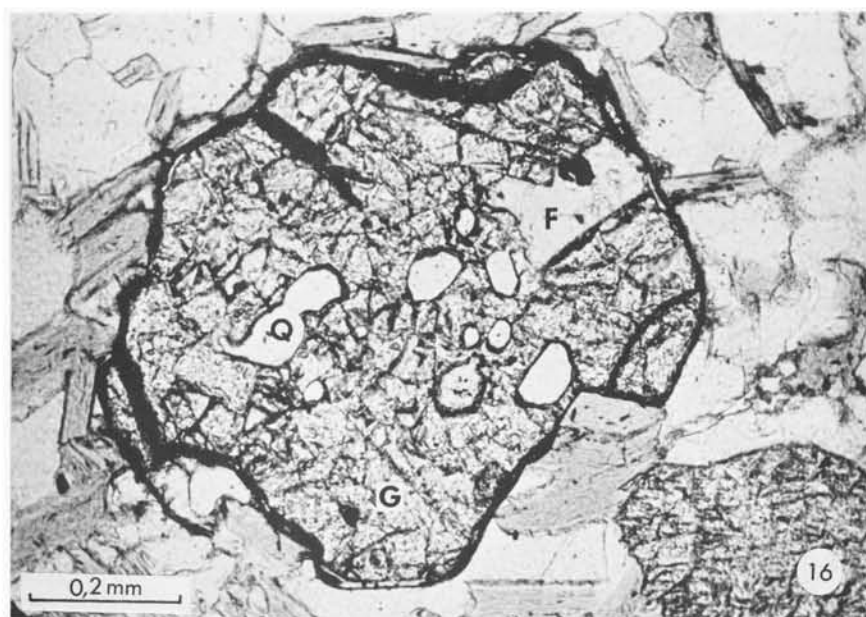
— Sarniat - HAm 92 c —

Photo 17 Déstabilisation du grenat (G) en une couronne symplectitique (S) de cordiérite et quartz.
(Lumière naturelle).
B : biotite,

— Sèniquette - HACC 27 —

Photo 18 Liseré hyalin (cordiérite ?) (C) autour du grenat ; ce liseré est souligné extérieurement par des produits ferrugineux.
(Lumière naturelle).

— Sèniquette - HACC 27 —



— PLANCHE 7 —

.....

GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUE

Minéralogie (suite)

.....

Photo 19 Grenat (G) entouré de biotite secondaire (B_2) de taille supérieure à la biotite primaire (B_1) isolée au sein de la trame quartzo-feldspathique.
(Lumière naturelle).

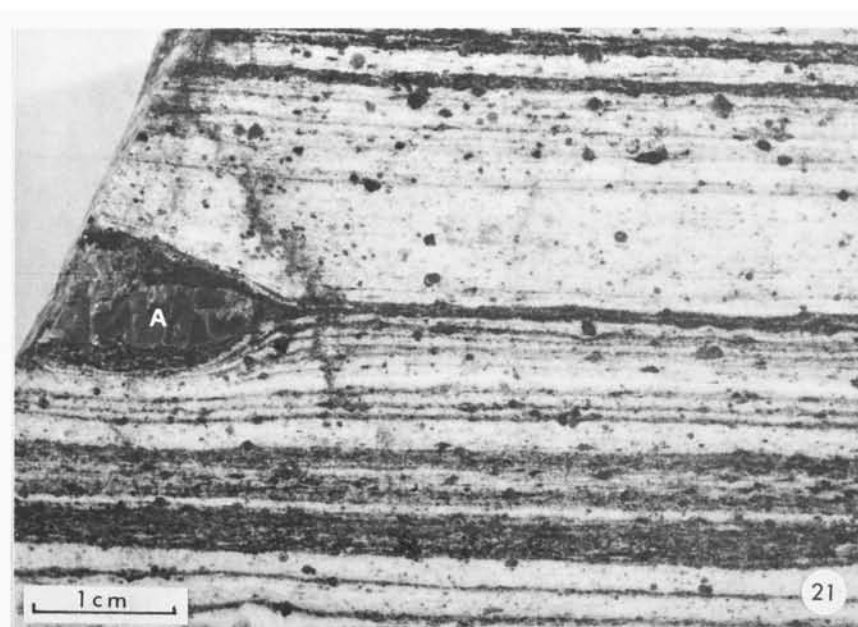
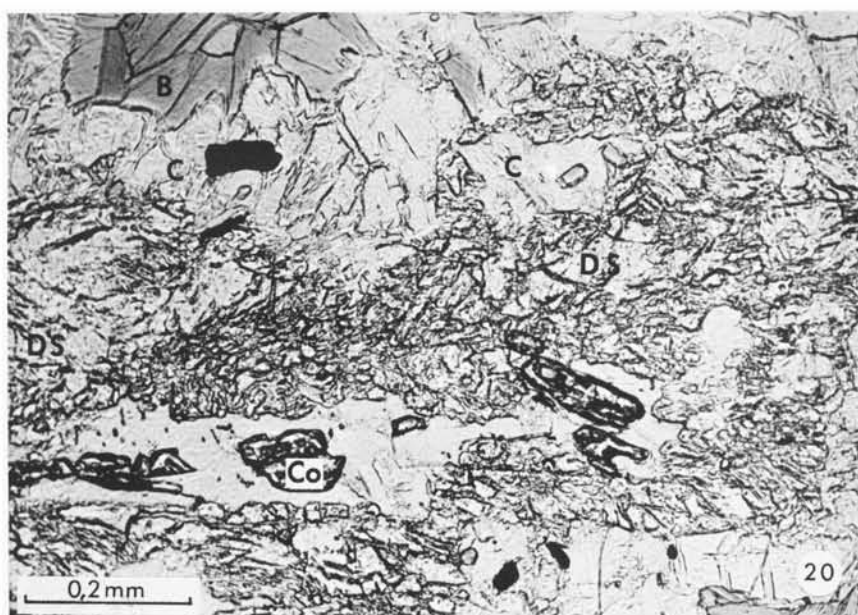
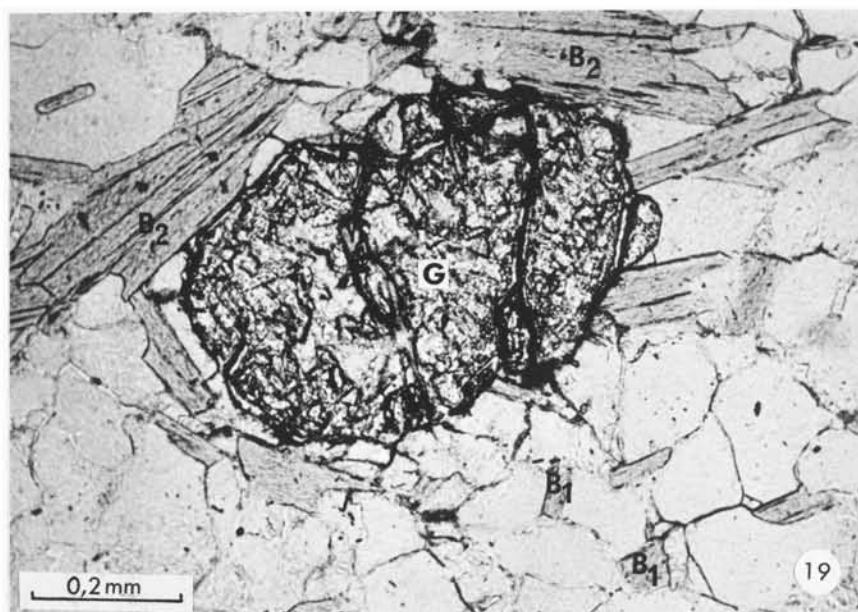
— Sarniat - HAm 92 c —

Photo 20 Corindon (Co) au sein d'un ancien cristal de disthène transformé en disth-sillimanite (DS) et qui réagit avec la biotite (B) pour donner de la cordiérite (C).
(Lumière naturelle).

— Les Rochers de Lisoul - HAm 101 a₁ —

Photo 21 Phénoclaste d'apatite nuageuse (A).
(Section polie).

— Sarniat - HAAL 37 —



CHAPITRE III

LES GRANULITES RUBANÉES A SILICATES D'ALUMINE (banded granulites)

III-1 CONDITIONS DE GISEMENT

A l'affleurement, ces roches sont étroitement associées aux gneiss khondalito-kinzigitiques dont elles ne diffèrent que par la répartition irrégulière de leur biotite (lits clairs — lits sombres). On en connaît plusieurs affleurements, à Courtilles, Agnat, à 1 km au sud de Sarniat et à Cerzat-du-Dragon, mais le gisement le plus spectaculaire est situé à 1 km à l'est du hameau de Séniquette (commune de Tapon). A cet endroit, cette formation constitue une (ou plusieurs) intercalation(s) au sein de gneiss à biotite et sillimanite plus ou moins mobilisés. La géométrie et l'extension exacte de ce septum n'ont pu être déterminées, les affleurements étant rares et exigus ; en revanche, l'échantillonnage en est aisé car ces roches abondent sur quelques murettes qui soutiennent d'anciennes terrasses de vignes abandonnées.

III-2 ASPECT MACROSCOPIQUE

Ces granulites présentent une alternance de lits clairs et de lits sombres d'épaisseur variable (du millimètre à quelques décimètres) (photo 22, pl. 8). Les niveaux clairs sont d'un blanc jaunâtre parfois taché d'auréoles d'hydroxydes de fer qui diffusent à partir de diaclases. Les seuls minéraux colorés y sont de petits grenats (quelques millimètres au plus) uniformément dispersés dans la trame quartzofeldspathique. La texture est massive ; la foliation et la linéation matérialisées par le disthène et localement par le quartz en plaquettes sont peu visibles. On observe dans quelques échantillons la présence de nodules parfois centimétriques constitués de sillimanite et de quartz (p. 75). Par leur aspect macroscopique et par l'ensemble de leurs caractères pétrographiques, ces niveaux sont l'homologue des Weissstein des auteurs allemands.

Les niveaux foncés, outre leur richesse en minéraux ferromagnésiens (grenat, biotite) sont "malgachitiques". Ce sont les gneiss khondalito-kinzigitiques décrits au chapitre II.

La limite entre zone claire et zone foncée peut être franche ou diffuse. En observant sur un même échantillon les contacts de plusieurs lits successifs, on remarque parfois qu'une des limites d'un lit est diffuse alors que la limite opposée est franche. Cette différence peut se répéter sur plusieurs niveaux voisins ; elle indiquerait dans ce cas une polarité.

Dans l'hypothèse où cette rythmicité serait le témoin d'une sédimentation originelle plus ou moins péritique et où ces structures auraient pu être conservées à travers les périétés qu'elles ont subies (polymétamorphisme, deux cycles orogéniques, ...), ces différentes figures présenteraient un intérêt certain. Malheureusement, l'observation sur "blocs de murettes" n'est pas déterminante dans la mesure où l'on n'observe qu'exceptionnellement la charnière des plis isoclinaux (photo 24, pl. 8) ; d'autre part, les affleurements actuels sont trop réduits pour permettre une étude structurale statistique de ces phénomènes à "caractère pseudo-sédimentaire". Dans ces roches où la recristallisation syn- ou post-tectonique est forte, le caractère diffus de ces limites peut aussi s'expliquer par la différence de compétence des lits clairs quartzofeldspathiques vis à vis des lits foncés riches en phyllites (biotite). Ces derniers, incompetents, ont pu être partiellement dispersés dans les lits clairs, ou vice versa, à la faveur des mouvements cisailants.

Origine sédimentaire ? Laminage et étirement d'un matériel déjà métamorphique ? Ces questions se posent aussi pour des niveaux d'aspect intermédiaire (photo 32, pl. 11). Ils sont brun clair (cassonade), de texture massive. On y distingue grenat, disthène et biotite en faible quantité régulièrement dispersés dans la trame quartzofeldspathique. Certains échantillons recèlent de petits nodules (0,5 cm de diamètre) de sillimanite et quartz. A la lumière des données minéralogiques et chimiques, quelques hypothèses sur l'origine de ces formations seront proposées à la fin de ce mémoire (chap. XI, p. 170).

III - 3 STRUCTURE

L'évolution structurale des roches constituant cet ensemble lithologique est conforme au schéma proposé pour les gneiss khondalito-kinzigitiques (fig. 5). L'hétérogénéité de la formation a favorisé les cisaillements. Les structures résultantes, après les "deux épisodes tectoniques", sont le plus souvent proches du stade terminal de l'évolution (fig. 5 — Stade IVa). Les reliques de phénoclastes sont moins fréquentes et de taille plus modeste que dans les gneiss khondalito-kinzigitiques. Dans les niveaux clairs, les horizons à quartz en plaquettes alternent typiquement avec des domaines quartzofeldspathiques à structure granoblastique interlobée (parfois granuloblastique).

Les paragenèses des granulites rubanées ne diffèrent de celles des gneiss khondalito-kinzigitiques que par la présence de niveaux leucocrates, qui sont des roches essentiellement quartzofeldspathiques dans lesquelles les silicates d'alumine (disthène et sillimanite) sont toujours exprimés.

III - 4 CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE

Les niveaux clairs sont caractérisés par l'absence totale de biotite et de graphite, par la prédominance du feldspath (essentiellement mésoperthite) sur le quartz et par l'apparition de nodules de sillimanite et quartz. Quelques cristaux de staurotide ont été observés ; la cordiérite semble absente.

Les minéraux coexistants, mais non nécessairement contemporains, sont donc :

— Feldspath potassique, plagioclase acide, quartz, grenat, disthène, sillimanite, monazite, rutile, minerais, apatite, zircon, staurotide, \pm spinelle (fibrolite et muscovite tardives).

Les niveaux sombres contiennent :

— Quartz, plagioclase acide, feldspath potassique, grenat, disthène, sillimanite I, biotite I, \pm cordiérite, \pm spinelle, rutile, monazite, minerais, graphite, apatite, zircon.

Cordiérite et spinelle sont réactionnels et l'on peut compléter cette liste avec l'apparition de biotite secondaire, de sillimanite II, et aussi de muscovite tardive.

Les niveaux faisant transition entre lits clairs et sombres ont une paragenèse "intermédiaire" avec plus ou moins de quartz, biotite et graphite ; il y subsiste de petits nodules de sillimanite et quartz bien que les silicates d'alumine soient peu abondants.

La nature, l'aspect et les relations mutuelles des minéraux des granulites rubanées étant, dans leur ensemble, semblables à ceux des minéraux des gneiss khondalito-kinzigitiques, je me limiterai ici à une description succincte en ne développant que les caractères minéralogiques particuliers aux granulites rubanées. Sauf mention spéciale, les descriptions ci-dessous ne concernent que les minéraux des niveaux clairs ; la minéralogie des niveaux sombres étant identique à celle des roches décrites dans le chapitre II.

III - 4 - 1 MINERAUX PRINCIPAUX

III-4-1-1 Quartz

Un peu moins abondant que dans les gneiss de couleur sombre, il est néanmoins constant et se présente d'une façon nette sous deux habitus :

- en grains équants associés aux feldspaths (0,1 mm)
- en "plaquettes" polycristallines qui, dans l'espace, ont un aspect de disques aplatis dans le plan de foliation et allongés selon la linéation ; ces "Plattenquarz" sont concentrés en niveaux millimétriques qui alternent avec des domaines dans lesquels la trame quartzofeldspathique possède une structure granoblastique (voire granuloblastique) ; cette structure à "Plattenquarz" est typique des "Weissstein" d'Europe centrale (Saxe, Autriche, Bohême).

III-4-1-2 Feldspath potassique

Il se présente sous l'aspect de mésoperthite et prédomine largement sur le plagioclase. En lame mince et en lumière naturelle, la teinte légèrement brune des plages caractérise un début d'altération et permet de le distinguer aisément du quartz. Les phénoclastes présents sont rares, leurs parties intactes n'occupent plus que des surfaces comparables à celle de la mouture recristallisée ; de plus, ils se distinguent mal sur échantillons, leur couleur étant la même que celle de la trame.

III-4-1-3 Plagioclase

C'est un oligoclase moyen ($An \simeq 18\%$) ; des mesures statistiques de basicité n'ont pas montré de différence sensible entre le plagioclase des niveaux clairs et celui des niveaux sombres ; seul son mode varie légèrement : il est moins abondant dans les lits clairs que dans les lits foncés.

Les phénoclastes antiperthitiques sont de dimension à peine supérieure à celle des cristaux de la trame et sont souvent fracturés et disloqués dans le plan de foliation.

III-4-1-4 Grenat

Le grenat des niveaux sombres présente les mêmes caractéristiques que celui des gneiss khondalito-kinzigitiques et il intervient dans les mêmes réactions interminérales que celles décrites ci-dessus (p.44).

Une analyse chimique de ce grenat a été effectuée, elle confirme qu'il s'agit d'almandin (62,8 %) riche en pyrope (29 %). La maille et l'indice ont été

mesurés (Tab. III, an. 11). Dans les niveaux clairs, l'habitus du grenat ne diffère pas sensiblement de celui des lits sombres exception faite pour sa couleur qui est rouge brique (elle était rose violacé dans les niveaux sombres). Les cristaux sont généralement xénomorphes et globuleux, mais on observe aussi quelques individus dont la section en lame mince figure un "atoll" parfois simple, parfois complexe (photo 25, pl. 9) (grenat globuleux au centre, entouré d'une auréole feldspathique, elle-même bordée vers l'extérieur par du grenat). Ce dernier habitus peut correspondre à une invagination centrale dans un cristal "creux".

Les inclusions de petits cristaux de disthène sont plus fréquentes que dans les niveaux foncés, mais l'inverse (grenat dans disthène), existe aussi, ce qui rend difficile la détermination de l'ordre d'apparition de ces deux minéraux. S'il n'y a qu'une seule génération de grenat, il faut opter pour une cristallisation simultanée des deux espèces.

On observe parfois une couronne plus ou moins continue de grenat (1) entourant un cristal de disthène (2) (photo 27, pl. 9). Il peut s'agir d'une cristallisation simultanée ; mais si cette couronne est tardive, elle pose le problème de l'origine des éléments ferromagnésiens qui sont peu abondants dans ce type de roche. Le chimisme particulier du disthène (richesse relative en Fe) permet de proposer une hypothèse génétique qui sera exposée p. 68.

Les réactions de déstabilisation du grenat sont rares et sans ampleur (apparition de quelques grains de spinelle au contact de certains cristaux de disthène (photo 12, pl. 4).

Pour le comparer au grenat des niveaux sombres, deux analyses chimiques ont été effectuées. L'une concerne le grenat d'un niveau clair à disthène (HAM 66 cc) (Tab. III, an. 12), et l'autre (Tab. III, an. 13) celui d'un niveau clair à disthène et nodules de sillimanite et quartz (HAM 66 a). Le calcul de leurs composants moléculaires montre qu'il s'agit d'almandin beaucoup moins riche en pyrope que celui des niveaux foncés.

(1) Le caractère mono ou polycristallin de cette couronne n'a pas pu être mis en évidence.

La nature chimique de ce grenat n'étant pas connue, il n'a pas été possible de le différencier des individus globuleux de la trame.

(2) Cette disposition, rare dans les échantillons du Haut-Allier, a été décrite comme un fait courant par SCHARBERT (1963 - 1964 - 1971) en Autriche et par MATĚJOVSKÁ (1967) en Tchécoslovaquie.

TABLEAU III

Analyses chimiques des minéraux des roches khondalito-kinzigitiques (grenat-biotite-silicates d'alumine)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	38,69	39,28	37,67	37,64	37,60	38,06	36,48	36,18	36,95
Al ₂ O ₃	20,26	19,64	20,27	20,30	20,13	15,67	61,10	59,01	61,08
Fe ₂ O ₃	2,15	2,18	1,55	1,64	1,46	8,41	0,26	1,39	0,26
FeO	28,68	28,68	34,70	35,16	26,09	9,43	0,28	0,26	0,21
MnO	tr.	0,71	1,78	tr.	1,30	tr.	tr.	tr.	-
MgO	7,10	7,23	3,02	3,10	3,04	10,43	tr.	tr.	-
CaO	1,97	1,78	1,19	1,78	8,87	tr.	tr.	tr.	-
Na ₂ O	tr.	tr.	tr.	tr.	0,07	0,26	tr.	n.d.	0,01
K ₂ O	0,04	tr.	tr.	tr.	0,03	8,28	tr.	n.d.	-
TiO ₂	tr.	tr.	tr.	tr.	0,10	5,02	tr.	tr.	-
P ₂ O ₅	tr.	tr.	tr.	tr.	0,06	0,10	0,19	tr.	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	tr.	tr.	0,01	0,03	tr.	0,12	0,02	-
NiO	tr.	tr.	tr.	tr.	0,05	tr.	tr.	tr.	-
p. f.	0,35	0,31	0,38	0,11	0,53	1,29	0,03	} 1,42	0,13
H ₂ O ⁺	0,48	0,09	0,11	0,39	-	3,08	0,78		0,25
H ₂ O ⁻	0,08	0,06	0,05	0,13	-	0,52	0,14		0,14
TOTAL	99,81	99,96	100,72	100,26	99,36	100,55	99,38	98,28	99,08

- LEGENDE -

- 10 - Grenat HAM 78e de gneiss khondalito-kinzigitiques (Azérat - 43) an. 409
- 11 - Grenat HAM 66 cc de granulite rubanée, niveau clair (Séniquette - 43) an. 352
- 12 - Grenat HAM 66 cf de granulite rubanée, niveau foncé (Séniquette - 43) an. 353
- 13 - Grenat HAM 66 a de granulite rubanée à nodules de sillimanite (Séniquette - 43) an. 410
- 14 - Grenat HAM 8 de granulite sanssilicates d'alumine (Chantel - 43) an. 129
- 15 - Biotite HAM 66 cf de granulite rubanée, niveau foncé (Séniquette - 43) an. 375
- 16 - Disthène HAM 78c de gneiss khondalito-kinzigitique (Azérat - 43) an. 408
- 17 - Disthène HAM 66c de granulite rubanée, niveau clair (Séniquette - 43) an. 440
- 18 - "Disth-sillimanite" (B.10) de gneiss khondalito-kinzigitique - an. 191 -
in LEYRELOUP (1973), Tab. 9.

Analyste : J. Naulet - Nantes

	HAm 66 cf	HAm 66 cc	HAm 66 a	HAM 66b ₁
Pyrope	29,0	12,0	12,2	
Almandin	62,8	79,4	82,8	
Spessartite	1,6	4,0	—	
Andradite	6,6	4,6	4,9	
Grossulaire	—	—	0,1	
Ouwarovite	—	—	—	
$\alpha_A \pm 0,005$	11,528	11,536	11,533	11,527
$n_{Na} \pm 0,002$	1,797	1,805	1,816	1,802

La maille et l'indice du grenat d'une granulite de type intermédiaire (HAm 66b₁) ont été mesurés, leur report sur les diagrammes de WINCHELL (1951) et de SASTRI (1958) (fig. 11 et 12) confirme une composition chimique voisine de celle du grenat des granulites claires.

III-4-1-5 Silicates d'alumine

Le silicate d'alumine correspondant à la paragenèse la plus ancienne est le disthène ; il est plus abondant dans les niveaux sombres que dans les niveaux clairs. Cette constatation est conforme aux observations de MATĚJOVSKÁ (1967) dans le massif de Náměšť nad Oslavou, tandis qu'en Saxe, ou en Autriche, le disthène se trouve exclusivement dans les niveaux clairs ; seule la sillimanite est présente dans les niveaux sombres (SCHARBERT — 1963 — 1964 — 1971).

Son évolution rétro-morphique est la même que celle décrite au chapitre II (fig. 6 et 9), mais l'apparition de la sillimanite prismatique s'observe rarement ; en revanche, les stades précédents sont nets et la corrosion par le quartz bien visible (fig. 9) (photo 37, pl. 13). Tout se passe comme si le disthène ($\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3$) se dissocie en Al_2O_3 qui passe dans une phase fluide, et en SiO_2 qui, restant sur place, pseudomorphose l'ancien cristal. Le néo-quartz s'exprime par l'apparition de "gouttes" à l'intérieur du cristal de disthène et par celle d'un liseré à sa périphérie. Ce liseré polycristallin est net au contact de la mésoperthite, moins visible lorsqu'il jouxte des plages de quartz primaire.

Lorsque le disthène est en contact avec un cristal de grenat :

— ou bien le silicate d'alumine est totalement inclus au sein du minéral ferromagnésien, et dans ce cas, le grenat abrite le silicate d'alumine et le protège (effet de blindage), la déstabilisation ne se produit pas et le contact entre les deux minéraux reste franc (sans liseré de quartz) ;

- ou bien le disthène est partiellement inclus dans le grenat et le processus de dissociation en Al_2O_3 et SiO_2 a lieu ; un liseré de quartz intermédiaire apparaît (à la limite, certains petits cristaux de disthène sont totalement remplacés par du quartz) (photo 26, pl. 9).

Cette déstabilisation du disthène joue un rôle certain dans l'apparition des silicates d'alumine secondaires (sillimanite prismatique II, fibrolite).

En l'absence de biotite dans les niveaux clairs, les réactions interminérales faisant intervenir le disthène sont rares et limitées. On observe néanmoins l'apparition de spinelle entre grenat et disthène suivant une réaction du type (photo 13, pl. 5) :



Il est alors difficile de savoir si le quartz présent entre disthène et grenat est le produit de cette réaction, ou s'il provient aussi de la dissociation antérieure du disthène en Al_2O_3 et SiO_2 . Les deux origines ne sont pas incompatibles. Le spinelle apparaît aussi à la périphérie d'un cristal de disthène plus ou moins évolué (disth-sillimanite, sillimanite prismatique I) sans que le grenat puisse être géographiquement impliqué dans la réaction. Ce phénomène est fréquent dans les granulites de Tchécoslovaquie (MATĚJOVSKÁ - 1967, VESELÁ - 1967, FEDIUKOVÁ et FEDIUK - 1971, etc...).

Cette apparition du spinelle qui est lui, d'une façon certaine, postérieur au disthène, est peut-être à mettre en parallèle avec les couronnes de grenat entourant parfois le disthène (p. 65). L'un et l'autre témoignent de la présence d'éléments ferromagnésiens disponibles au sein de la roche.

Les résultats de l'analyse chimique du disthène donnent un élément de réponse à ce problème. L'analyse 17 (Tab. III) met en évidence une quantité non négligeable de Fe_2O_3 . La présence de Fe^{3+} , bien que peu courante dans ces proportions (1), n'est pas exceptionnelle, elle correspond à une substitution partielle de Al^{3+} par Fe^{3+} . On sait d'autre part que les possibilités de substitution dans le réseau cristallin de la sillimanite sont bien inférieures à celles du disthène (SEIFERT, LANGER - 1970).

(1)

Le pourcentage maximum (en poids) de Fe_2O_3 trouvé dans un disthène naturel est de 2,4 % (CHINNER, SMITH, KNOWLES - 1969). La roche mère est un gneiss à hématite (faciès amphibolite) du Glen Clova en Ecosse (CHINNER - 1960). Cette composition chimique correspond à la substitution de 2,5 moles du pôle théorique Fe_2SiO_5 dans la molécule Al_2SiO_5 de disthène. La formule s'écrit alors : $(\text{Al}_{1,95}\text{Fe}_{0,05}^{3+})\text{SiO}_5$. La substitution expérimentale maximale (6,5 moles de Fe_2SiO_5) correspond à un minéral de formule $(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}_{0,13}^{3+})\text{SiO}_5$ et a été obtenue à 20 Kb/900°C par LANGER et FRENKRUP (1973).

L'analyse n° 18 (Tab. III) d'un "dith-sillimanite" (LEYRELOUP—1973) confirme le faible pourcentage de Fe_2O_3 (0,26 %) existant en solution solide dans son réseau. On peut donc supposer que lors de la déstabilisation du dithène en "dith-sillimanite", puis en sillimanite prismatique I, le réseau du silicate d'alumine ne peut plus "héberger" les cations métalliques trivalents, et que ceux-ci participent soit à l'élaboration de l'almandin, soit à celle du spinelle ferrifère.

Il a été souligné, d'autre part, que l'apparition de la sillimanite dans les roches du Haut-Allier n'entraînait pas obligatoirement la disparition immédiate et totale du dithène. Celui-ci coexiste avec la sillimanite ; des phénomènes d'inertie de transformation ont été invoqués pour expliquer cet état métastable (1). A la lumière de résultats expérimentaux, lors de la synthèse de "dithène mixte" de formule $(\text{Al}_{2-x} \text{M}^{3+}_x) \text{SiO}_5$, on a constaté que la courbe de transformation univariante du système " Al_2SiO_5 pur" était remplacée par un domaine divariant dans lequel coexistent " M^{3+} dithène" et sillimanite (STRENS—1968). Ce domaine est particulièrement étendu dans le cas où le cation trivalent est le chrome (Cr^{3+}) (SEIFERT, LANGER—1970).

III-4-1-6 Biotite

Elle n'est présente que dans les niveaux foncés où elle a le même aspect et les mêmes origines diverses que dans les gneiss khondalito-kinzigitiques. Une analyse chimique de ces biotites (sans distinction de génération) est donnée à titre indicatif dans le tableau III (an. 15).

III-4-2 MINÉRAUX ACCESSOIRES

La monazite est le minéral accessoire le plus abondant dans les niveaux clairs car le graphite est absent et rutile et minerais sont rares. L'apatite a le même aspect dans les niveaux clairs et sombres. Seuls zircon et staurotide présentent quelques particularités.

III-4-2-1 Le zircon

Le zircon, peu abondant mais constant, a fait l'objet d'une étude morphologique comparative entre des lots provenant de niveaux sombres et de niveaux

(1) Dans tous les types de roches du faciès granulite (acides, basiques, ultrabasiques), de tels états métastables sont décrits. Il est fréquent d'observer une réaction entre deux minéraux voisins tandis qu'à quelques millimètres de là, ces minéraux dans le même contexte semblent parfaitement stables. Pour expliquer cette différence de comportement, il est difficile d'invoquer des variations thermodynamiques importantes sur des distances aussi faibles. Peut-être doit-on voir là l'action, mal connue, des fluides de la phase intergranulaire.

clairs (PUPIN et TURCO – communication personnelle). La méthode employée est celle mise au point par PUPIN et TURCO (1972 a-b-c). L'étude a porté sur les zircons de l'échantillon HAM 66c localisé à Séniquette (43).

– Niveaux clairs : zircons subautomorphes à arrondis, gris-jaune clair au microscope, et zonés

Typologie : sous-type $S_4 - S_5$

Elongation variable : de 5 à inférieur à 2

Très fracturés : marquetterie de petits fragments juxtaposés

Peu d'inclusions.

– Niveaux foncés : zircons subautomorphes arrondis ou subovoïdes, gris-jaune clair, moins zonés que dans l'échantillonnage précédent.

Typologie : sous-type S_5 généralement ;

Elongation : plus faible que dans les niveaux clairs (2 en moyenne)

Peu d'inclusions.

Dans la classification typologique de PUPIN et TURCO (1972a), ces zircons ont été rapportés aux types S_4 et S_5 , ce qui correspond à des cristaux dans lesquels les faces des prismes (100) et (110) sont exprimées ainsi que les faces pyramidales (101) et (211) (1) (fig. 7).

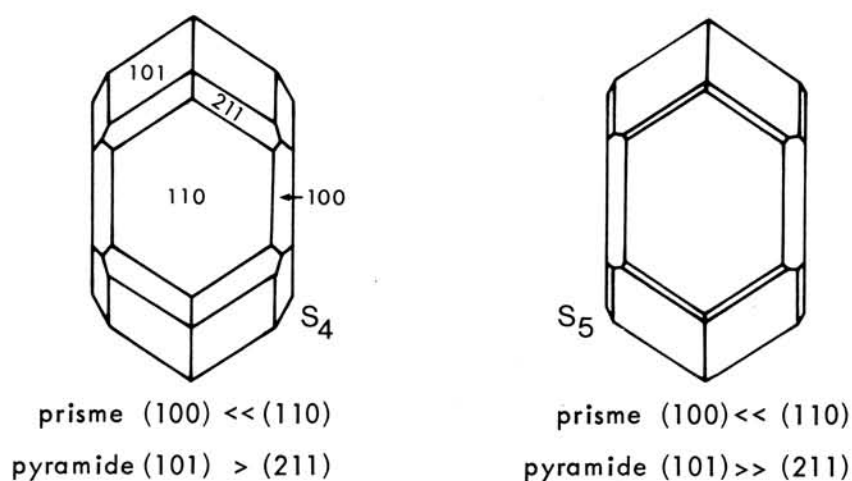


Fig. 7. – Typologie des zircons des granulites rubanées d'après PUPIN et TURCO (1972a) (pl. II).

(1) Les indexations utilisées sont en accord avec la mise au point faite à ce sujet par CARUBA et TURCO (1971).

Conclusions

L'analogie de typologie des zircons des deux niveaux indiquerait d'après PUPIN et TURCO (communication personnelle) des conditions de pression et de température semblables lors de leurs cristallisations. De petites différences sont néanmoins observables ; elles concernent le zonage, la fracturation et l'élongation ; aucune hypothèse ne permet actuellement de les expliquer. Le caractère homogène de la typologie des zircons et leur identité dans les deux types de niveaux permettent de supposer que ceux-ci sont de recristallisation et non hérités.

D'après les données de la littérature récente, une température de cristallisation de 700°C semblerait probable.

Cette classification typologique du zircon ne tient compte que de la présence et de l'importance relative des faces cristallines exprimées ; un des aspects du cristal est négligé : son élongation. Pourtant, dans les roches du faciès granulite, des zircons globuleux sont fréquemment décrits (VITANAGE-1957 ; MURTHY et SIDDIQUE-1964 ; BRYHNI-1966 ; LEYRELOUP-1973 ; etc ...). En Haut-Allier, ce type est constamment représenté mais en faible pourcentage dans les roches acides tandis que c'est le cas général dans certaines roches basiques (éclogite à corindon primaire de la Borie - FORESTIER, LASNIER, MARCHAND - en préparation). Ce type de zircon ne présente pas d'allongement particulier, les faces du prisme sont peu développées tandis que les faces pyramidales sont nombreuses. L'aspect émoussé des arêtes n'a pas rendu possible l'indexation de ces faces. Un tel habitus caractériserait une cristallisation sous forte pression et haute température.

III-4-2-2 Staurotide

Ce minéral n'a été observé qu'exceptionnellement et seulement dans les niveaux clairs. Il se présente en plaques rectangulaires à contours réguliers.

Dans certains cas, il est voisin du disthène, celui-ci entourant parfois partiellement la staurotide (photos 29 et 30, pl. 10).

La rareté de ce minéral n'a pas permis de l'attribuer à l'une des paragenèses anciennes reconnues. Néanmoins, ses relations avec les autres minéraux de la roche semblent montrer qu'il s'agit d'un minéral ancien. Plusieurs hypothèses peuvent donc être formulées :

- 1) La staurotide est contemporaine du disthène, ce qui suppose une cristallisation à haute pression, cette éventualité n'est pas à rejeter car les conditions de stabilité de la staurotide sous hautes températures et hautes pressions sont mal définies.

2) La staurotide appartient à une paragenèse antégranulitique et serait alors le seul témoin d'un métamorphisme prograde (ENGELS - 1970)



Cette réaction n'a pas été clairement observée dans les échantillons du Haut-Allier, mais expliquerait la fréquente proximité du disthène et du grenat, ainsi que la teneur relativement élevée en Fe^{3+} du disthène.

III - 4 - 3 MINERAUX SECONDAIRES

III-4-3-1 Spinelle

Il est rare, toujours lié aux silicates d'alumine (disthène, disth-sillimanite) et résulte soit de leur réaction avec le grenat, soit d'une "exsolution" (voir ci-dessus). De couleur vert foncé, il se présente en vermicules ou en octaèdres. Lorsqu'il est automorphe, il arrive que le cristal soit "creux" et que son centre soit occupé par un minéral à faible relief, faible biréfringence (quartz ?).

III-4-3-2 Silicates d'alumine

- La sillimanite prismatique II :

Ce minéral, déjà décrit au chapitre précédent, présente dans les niveaux clairs ou bien dans les niveaux sombres de faible puissance (≤ 5 mm), certaines particularités :

- La sillimanite prismatique II, qui formait une auréole radiée autour des cristaux de disthène dans les gneiss khondalito-kinzigitiques (photo 11, pl. 4, n'est plus uniquement liée à ce minéral ; des gerbes de prismes peuvent apparaître sans nuclei visibles.

- Les prismes sont toujours inclus dans du quartz.

- La grande majorité des prismes sont creux (photo 39, pl. 13) et se présentent en section longitudinale sous l'aspect d'une "canne de bambou", la cavité centrale étant de place en place interrompue par des "nœuds" ; le minéral interne semble être du quartz (faible indice, faible biréfringence (début 1er ordre, uniaxe positif ?) mais cela n'a pu être vérifié à la microsonde électronique en raison d'effets parasites dus à la couronne de sillimanite.

Les nodules de sillimanite et quartz sont partiellement constitués par cette sillimanite prismatique II ; cette question sera développée au paragraphe III-6.

— TABLEAU IV —

Compositions chimiques des roches du groupe des granulites rubanées

	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	75,82	66,42	77,30	77,06	72,66	72,25	76,87	74,22
Al ₂ O ₃	13,22	14,61	14,02	14,04	12,66	12,41	11,47	14,14
Fe ₂ O ₃	0,82	2,26	0,66	0,46	1,16	1,22	0,51	2,18
FeO	0,94	4,46	0,96	0,85	2,51	2,64	1,62	0,85
MnO	tr.	0,04	0,04	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04
MgO	0,14	2,19	0,04	0,48	1,31	0,49	0,20	0,53
CaO	0,53	1,05	0,64	0,57	0,92	1,78	0,38	1,01
Na ₂ O	3,57	2,22	2,30	1,93	2,53	2,66	2,72	1,87
K ₂ O	3,94	3,14	4,37	4,30	4,58	4,56	5,02	4,14
TiO ₂	tr.	0,70	tr.	tr.	0,32	0,47	0,12	0,23
P ₂ O ₅	0,09	0,19	0,08	0,14	0,26	0,21	0,09	0,17
Cr ₂ O ₃	tr.	0,01	tr.	tr.	0,01	tr.	—	—
NiO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	—	—
p. f.	0,12	0,29	0,16	—	—	0,37	—	—
H ₂ O ⁺	0,19	1,43	0,39	0,70	0,54	0,45	0,38	0,43
H ₂ O ⁻	0,06	0,21	0,01	0,09	0,08	0,11	0,05	0,02
TOTAL	99,44	99,22	100,97	100,63	99,55	99,67	99,48	99,83
Apatite	0,20	0,44	0,20	0,34	0,60	0,50	0,10	0,44
Ilménite	—	1,32	—	—	0,61	0,90	0,45	0,45
Orthose	23,30	18,57	25,85	25,41	27,08	26,97	25,96	26,80
Albite	30,18	18,76	19,38	16,29	21,38	22,48	24,57	22,74
Néphéline	—	—	—	—	—	—	—	—
Anorthite	2,14	4,11	2,67	2,00	4,56	7,59	4,81	3,36
Corindon	2,28	6,04	4,35	5,47	1,86	0,30	1,55	2,56
Magnétite	1,18	3,27	0,95	0,67	2,41	1,76	0,65	0,60
Hématite	—	—	—	—	—	—	—	—
Diopside [Ca	—	—	—	—	—	—	—	—
[Mg	—	—	—	—	—	—	—	—
[Fe	—	—	—	—	—	—	—	—
Hypersthène [Mg	0,35	5,47	0,1	1,20	3,27	1,12	1,55	0,50
[Fe	1,04	5,24	1,29	1,57	2,72	3,15	2,22	1,00
Olivine [Mg	—	—	—	—	—	—	—	—
[Fe	—	—	—	—	—	—	—	—
Quartz	38,41	34,07	45,42	47,11	35,27	33,95	37,23	37,96

— LEGENDE —

- 19 — Granulite rubanée à disthène (niveau clair) (HAM 66cc) — Séniquette (43) — n° 325
 20 — Granulite rubanée à disthène et biotite (niveau foncé) (HAM 66cf) — Séniquette (43) — n° 324
 21 — Granulite rubanée à nodules de sillimanite et quartz (HAM 66a) — Séniquette (43) — n° 334
 22 — Granulite rubanée à nodules de sillimanite et quartz (HAM 66f) — Séniquette (43) — n° 417
 23 — Granulite rubanée intermédiaire (HAM 66b₂) — Séniquette (43) — n° 420
 24 — Granulite rubanée intermédiaire (HAM 66b₁) — Séniquette (43) — n° 347
 25 — Granulite pauvre en biotite — N.W. de Náměšř nad Oslavou — an. 2 } in MATĚJOVSKÁ
 26 — Granulite riche en biotite — Vallée d'un ruisseau au Sud de Náměšř n.O. — an. 3 } (1967), p. 93.

Analyste : J. Naulet — Nantes

- La fibrolite :

Elle est peu abondante et son apparition est tardive. Lorsqu'elle est présente, elle pseudomorphose les silicates d'alumine les moins évolués (disthène, disth-sillimanite) et semble coexister avec la sillimanite prismatique II.

III-5 CHIMISME

Pour tenter de fournir une hypothèse sur l'origine des alternances claires et sombres des granulites rubanées, plusieurs analyses chimiques ont été effectuées (Tableau IV).

19	-	granulite rubanée à disthène (niveaux clairs)	HAm 66 cc)	Séniquette (43)		
20	-	" " à disthène et biotite (niveaux foncés)	HAm 66cf)	" "	" "	
21	-	" " à nodules de sillimanite et quartz	(HAm 66a)	" "	" "	
22	-	" " à nodules de sillimanite et quartz	(HAm 66f)	" "	" "	
23	-	" " (niveau intermédiaire)	(HAm 66b ₂)	" "	" "	
24	-	" " " "	(HAm 66b ₁)	" "	" "	

Les niveaux clairs et sombres analysés ont été prélevés dans un même échantillon de grosse taille (environ 5 kg). Les analyses reflètent donc le chimisme de plusieurs niveaux de même nature (4 ou 5 de chaque sorte). La séparation des niveaux a été effectuée par sciage selon des plans parallèles au litage. Les zones de transition ont été éliminées lorsqu'elles étaient diffuses.

Les données des analyses chimiques confirment la parfaite analogie des niveaux foncés et des gneiss khondalito-kinzigitiques étudiées au chapitre précédent (Tab. I, p.55).

La comparaison des analyses n° 19 et 20 (niveaux clairs, niveaux foncés) conduit à plusieurs constatations :

- la roche claire est plus riche en SiO₂ et plus pauvre en éléments ferromagnésiens ;

- les feldspaths alcalins (orthose + albite → mésoperthite) sont plus abondants dans les niveaux clairs bien que les pourcentages de K₂O soient voisins (présence de biotite dans les niveaux sombres) ;

- le pourcentage de corindon virtuel reflète la fréquence plus grande des silicates d'alumine dans les niveaux foncés.

Les analyses 14 et 15 montrent que les granulites d'aspect intermédiaire ont des compositions chimiques "intermédiaires" et qu'elles sont plus pauvres en corindon virtuel (silicates d'alumine en faible quantité).

III-6 LES NODULES DE SILLIMANITE ET QUARTZ

III-6-1 DONNEES DE LA LITTERATURE INTERNATIONALE

Cet habitus particulier de la sillimanite (prismatique ou fibrolite) associée au quartz en formant des masses nodulaires plus ou moins sphériques a, de tout temps, retenu l'attention des pétrographes. Les interprétations génétiques ont été et sont encore nombreuses. Une revue bibliographique détaillée de ces hypothèses a été effectuée en 1968 par LOSERT ; elle a été complétée plus récemment par BREAKS et SHAW (1973). Je ne rappellerai ici que les principales tendances interprétatives :

- Préexistence de matériel sédimentaire affecté par le métamorphisme (ou granitisation)

- galets d'argile métamorphisés dans un sédiment pélitique (ZOUBEK - 1927 ; RÜGER - 1931)

- galets de quartz ou quartzite d'un conglomérat métamorphisé (granitisé) (VOGT - 1893 ; HOFSETH - 1942 ; DESTOMBES et RAGUIN - 1955)

- Action prédominante d'un magma (formation ou individualisation)

- différenciation et ségrégation au sein d'un magma acide (VOGT - 1905)

- cristallisation d'un magma de composition spéciale provenant de la fusion de quartzites (BRÖGGER - 1933)

- recristallisation de xénolites quartzitiques dans un granite (MILLER - 1922 ; BUDDINGTON - 1948).

- Action tectonique dominante

- cisaillement d'un niveau sédimentaire et formation d'un métapoudingue (ZWART - 1965)

- action de deux phases tectoniques qui boudinent des niveaux de quartzites riches en alumine (action simultanée du métamorphisme) (ELLIOT et MORTON - 1965).

- Action prédominante du métamorphisme

- métasomatose :

- o feldspathisation progressive de niveaux à quartz et sillimanite (SANDERS - 1954)

- o apport localisé d'alumine et de silice au sein d'un gneiss (BONDARENKO - 1966)

- métamorphisme de contact :

- o différenciation de quartz et sillimanite (SEDERHOLM - 1928)

- o double métamorphisme de contact (FISCHER - 1959)

- différenciation métamorphique

- individualisation de quartz et sillimanite par "désalcalinisation" de la matrice feldspathique (BUGGE -1945 ; LOSERT et FISERA -1964 ; MACAUDIERE et TOURET -1969 ; BARD -1969 ; EUGSTER -1970 ; BREAKS et SHAW -1973 ; etc).

Il n'est pas de notre propos de discuter ici la validité de ces hypothèses génétiques ; constatons seulement que les tendances "magmatistes" sont abandonnées et qu'en revanche l'action du métamorphisme (différenciation) liée, dans certains cas, à la tectonique, trouve actuellement un écho favorable chez la majorité des auteurs.

En France, comme ailleurs dans le monde, des roches à nodules de quartz et sillimanite ont été signalées et décrites :

- "formation d'Aston" dans les Pyrénées (ZWART -1965 ; DESTOMBES et RAGUIN -1955)

- gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges) (FLÜCK -1971 ; FLÜCK et VON ELLER -1971)

- gneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouze, Hérault) (BOGDANOFF -1969 - 1973)

- gneiss du massif des Maures (PUPIN et TURCO, communication personnelle)

- gneiss d'Alleuze (Cantal), (RESTITUITO -1971)

- gneiss kinzigitiques de l'embouchure de la Loire (St Nazaire, St Brévin), (FORESTIER, LASNIER, LEYRELOUP, MARCHAND -1974)

- gneiss à biotite et sillimanite de la "série de la Sioule" (les Quartonnets, au SE de St Eloy les Mines), (FORESTIER, communication orale)

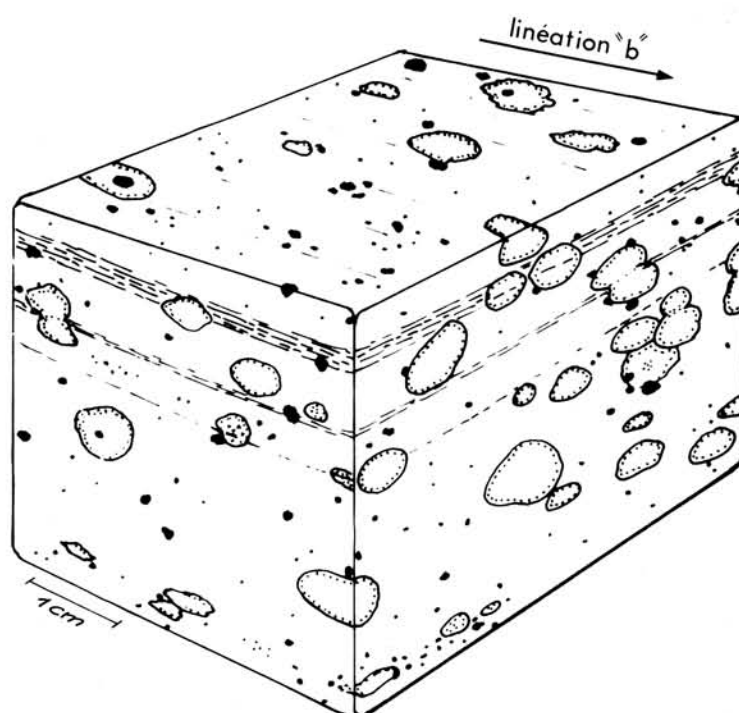
- gneiss à biotite et sillimanite du Haut-Allier (FORESTIER -1961, SABATÉ -1968)

- etc

III-6-2 DESCRIPTION

Dans les granulites rubanées rencontrées jusqu'à ce jour dans le Haut-Allier, on ne trouve des nodules de quartz et sillimanite que dans les niveaux dépourvus de biotite (1) (niveaux clairs des granulites rubanées) ou en contenant très peu (niveaux de type intermédiaire).

(1) Les nodules peuvent parfois recouper de minces ($\leq 0,5$ mm) niveaux sombres (fig. 8) mais sont absents des niveaux biotitiques plus épais.



– Légende –



nodule de sillimanite et quartz (zone périphérique quartzique en pointillés)



grenat



lit sombre (riche en biotite).

Fig. 8. – Géométrie et répartition des nodules de sillimanite et quartz au sein d'une granulite rubanée.

Ces nodules, de taille au plus centimétrique, sont de forme grossièrement sphérique ou ellipsoïdale. Dans ce dernier cas, l'orientation de l'ellipsoïde n'est pas quelconque : l'aplatissement maximum (plan du grand axe et de l'axe moyen) est rigoureusement conforme à la foliation, et le grand axe est parallèle à la linéation "b" soulignée par le disthène et le quartz en plaquettes. Souvent isolés les uns des autres, ces nodules peuvent s'anastomoser (fig. 8) (photo 31, pl. 11).

Au microscope, ils sont constitués uniquement de quartz et de silicates d'alumine (sillimanite prismatique II, fibrolite et parfois disthène, disth-sillimanite, sillimanite I). La croissance de ces nodules a parfois englobé des cristaux de grenat sans que les traces de déstabilisation du minéral ferromagnésien soient visibles.

Le quartz des nodules est limpide et ne contient que des inclusions de silicates d'alumine. Il se présente en plages échantées à extinction peu onduleuse et à limites interlobées ; leur taille est identique à celle des individus de la trame quartzofeldspathique. Comme l'a noté LOSERT (1968), la zone périphérique du nodule est dépourvue de sillimanite, ce qui individualise une écorce quartzique qui peut s'enrichir en feldspath vers la limite extérieure. La roche mère étant dépourvue de mica, aucune concentration de phyllite n'a été observée à la périphérie du nodule. Lorsqu'un mince niveau riche en biotite (≤ 1 mm) se trouve recoupé par la croissance d'un nodule, on en retrouve encore la trace dans l'écorce périphérique quartzitique (quelques paillettes de biotite alignées) mais il disparaît totalement dans le cœur quartz-sillimanitique.

Les silicates d'alumine sont normalement la sillimanite prismatique ou la fibrolite, mais toutes les formes intermédiaires qui apparaissent lors de la déstabilisation du disthène peuvent être présentes.

Suivant la nature du silicate d'alumine associé au quartz, on peut schématiquement distinguer trois types de nodules :

a) nodules à silicate d'alumine primaire (fig. 9 - stade IIa) (photo 34, pl. 12). Le cœur du nodule est occupé par un ancien cristal de disthène transformé en "disth-sillimanite" (ou beaucoup plus rarement en sillimanite prismatique I), couronné d'une auréole radiée de sillimanite prismatique II. La croissance de cette couronne conduit à la formation d'un nodule de forme ellipsoïdale ; les trois axes de l'ellipsoïde correspondent en position et en valeur relative aux axes cristallographiques du cristal de disthène.

b) nodules sans silicates d'alumine primaire (fig. 9, stade IIb) (photo 35, pl. 12). La sillimanite prismatique II formant le centre du nodule apparaît en une gerbe fibroradiée (oursin) sans nucleus visible ; la forme du nodule tend à être sphérique.

c) nodules mixtes (fig. 9, stade III) (photo 36, pl. 12). Ils sont de forme ellipsoïdale ou sphérique et sont dus à la coalescence de plusieurs "noyaux" de cristallisation de la sillimanite prismatique II. Ces gerbes radiées sont centrées ou non sur un cristal de silicate d'alumine préexistant (le plus souvent disth-sillimanite).

Les types "a" et "b" sont rares et ne correspondent qu'à des nodules de petite taille : 2 à 4 mm de diamètre.

La sillimanite prismatique II qui est la forme de silicate d'alumine la plus abondante au sein de ces nodules, présente un habitus très particulier puisque chaque prisme possède un canal cylindrique central rempli d'un minéral qui pourrait être attribué à du "quartz" (paragraphe III-4-3, p. 72).

TABLEAU V

Composition chimiques des nodules de sillimanite et quartz et matrices correspondantes.

	22 *	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	77,06	74,52	80,65	73,10	80,10	75,80	82,70
Al ₂ O ₃	14,04	13,02	15,62	11,96	15,16	9,40	12,80
Fe ₂ O ₃	0,46	0,53	0,35	2,16	1,74	1,35	1,91
FeO.....	0,85	0,91	0,81	1,81	0,56	1,30	0,40
MnO.....	0,01	0,02	tr.	—	—	—	—
MgO.....	0,48	0,47	0,51	0,82	0,21	3,10	0,29
CaO.....	0,57	0,68	0,17	0,06	0,01	0,10	tr.
Na ₂ O.....	1,93	2,35	0,10	1,89	0,11	0,60	0,42
K ₂ O.....	4,30	6,25	0,58	6,57	0,95	6,30	1,00
TiO ₂	tr.	tr.	tr.	0,18	0,13	0,40	0,07
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,12	—	—	0,10	0,11
Cr ₂ O ₃	tr.	tr.	tr.	—	—	—	—
NiO.....	tr.	tr.	tr.	—	—	—	—
p. f.	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,70	0,58	0,70	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,09	0,12	0,12	—	—	—	0,40
TOTAL	100,63	99,60	99,73	98,55	98,97	98,46	100,12

— LEGENDE —

- 22 — Granulite rubanée (niveau clair) à nodule de sillimanite et quartz — HAM 66f — Séniquette (43) — an. 417 —
- 27 — Granulite rubanée — matrice — HAM 66f — an. 416
- 28 — Nodule de sillimanite et quartz — HAM 66f — an. 415
- 29 — "Granite" à nodules — matrice — an. J.24 M — Silent Lake pluton — Ontario in BREAKS et SHAW — 1973
- 30 — "Nodule de sillimanite et quartz" — an. J 24 N — id. ci-dessus
- 31 — "Gneiss noduleux" — matrice — an. n — Fiskerodden, Baero (Norway) in ELLIOT et MORTON (1965)
- 32 — "Nodule de sillimanite et quartz" — an. j — id. ci-dessus

* Analyse déjà citée au Tableau IV.

Analyste : J. Naulet — Nantes

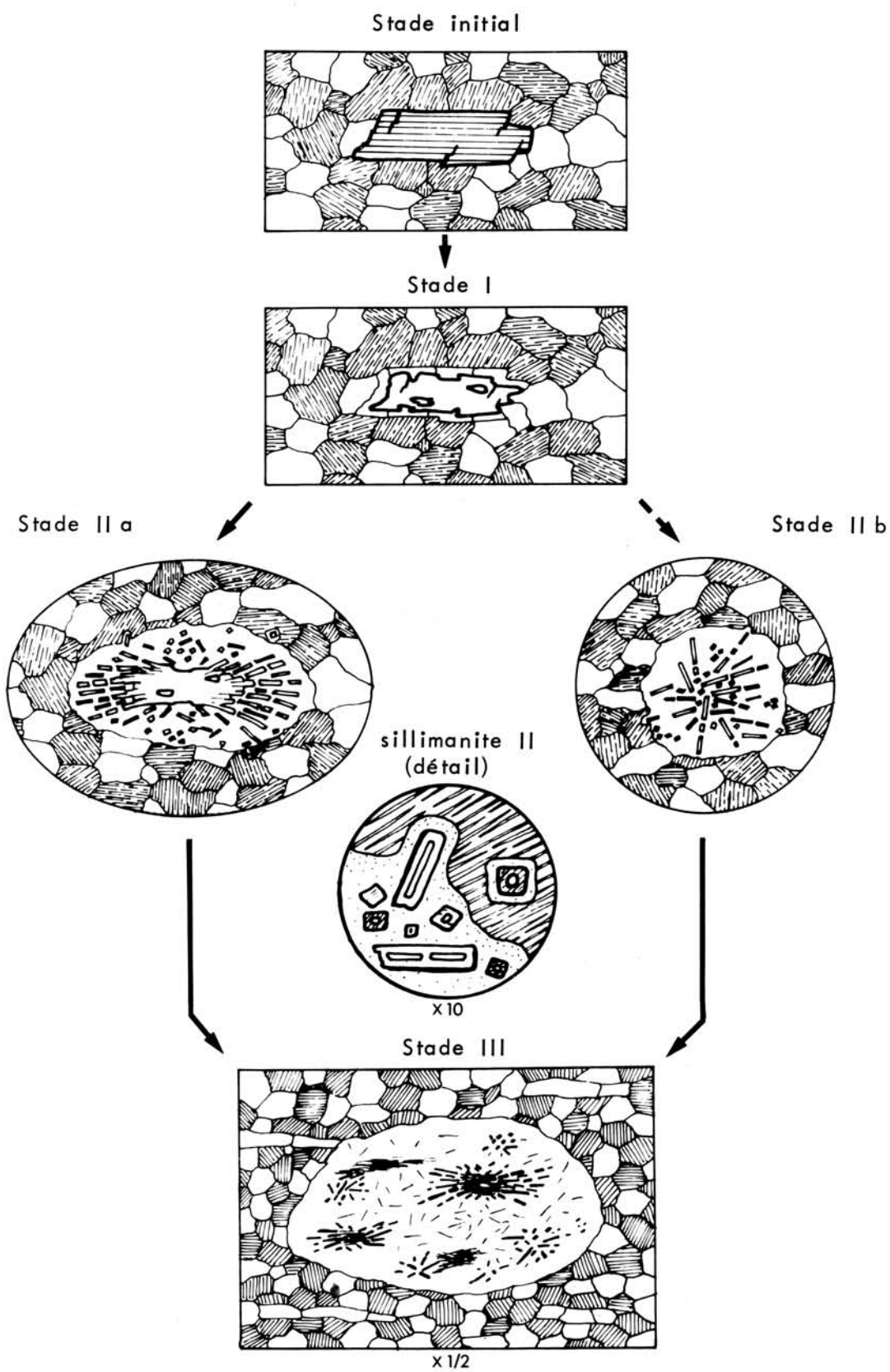


Fig. 9.— Formation des nodules de sillimanite et quartz.

Stade initial : Le disthène appartient à la paragenèse primaire

Stade I :

- déstabilisation du disthène et remplacement partiel par du quartz ;
- évolution parallèle du disthène en "disth-sillimanite" (parfois en sillimanite prismatique I) selon le processus décrit fig. 6 ;

Stade II : L'aluminium libéré par la déstabilisation du disthène contribue à la formation de sillimanite prismatique II ;

IIa : Le silicate d'alumine préexistant ("disth-sillimanite") sert de noyau de fixation ; la croissance des prismes est radiée (nodule à tendance ellipsoïdale) (photo 34, pl. 12)

IIb : Les prismes de sillimanite II apparaissent au sein de la matrice quartzofeldspathique sans nucleus visible (nodule à tendance sphérique) (photo 35, pl. 12)

Remarque : Les prismes de sillimanite II sont creux ; la "désalcalinisation" des mésoperthites de la matrice contribue à leur croissance et à la formation de quartz (photo 39, pl. 13)

Stade III : Cas général

La coalescence de plusieurs nodules de types précédents conduit à la formation d'un nodule mixte de forme variable mais globuleuse (la fibrolite peut apparaître) (photo 36, pl. 12).



La fibrolite est parfois présente dans ces nodules mais elle semble plus tardive. Elle apparaît en "quenouilles" allongées dans le plan de foliation, sans relation avec les silicates d'alumine préexistants, ou bien elle pseudomorphose les reliques de "disth-sillimanite" au cœur de l'auréole de sillimanite prismatique II (1).

A l'affleurement, les roches du faciès granulite subissent une détente qui tend à désolidariser les cristaux associés en une structure granuloblastique (voire granoblastique). Cela donne un aspect saccharoïde à la roche qui s'effrite sous les doigts. Le nodule, lors de cette détente, se comporte comme un tout (enchevêtrement de prismes de sillimanite) et c'est à sa périphérie qu'apparaît une surface fissurale. Cette particularité permet dans certains échantillons d'isoler aisément ces nodules, d'étudier leur forme et de les analyser.

III-6-3 CHIMISME

Les nodules d'un échantillon ont été analysés (tab. V, an. 28) ainsi que leur matrice quartzofeldspathique (tab. V, an. 27). En plus de la silice et de l'alumine, les nodules contiennent un peu de fer, de magnésium (inclusions de grenat) et de potassium (mésoperthite de l'écorce : séparation imparfaite). Cette composition est celle d'un quartzite à kaolinite ou illite et est identique à celle des nodules décrits dans la littérature. Un pourcentage aussi bas de Na_2O et K_2O est rare dans les roches sédimentaires.

III-6-4 INTERPRETATION GENETIQUE

On sait qu'au cours d'un métamorphisme, l'ion aluminium est stable et relativement immobile (FYFE et al. — 1958 ; TURNER et VERHOOGEN — 1960) ; ses migrations sont très limitées (quelques millimètres au plus) (CARMICHAEL — 1969). Cela a donc conduit les auteurs à rechercher "sur place" l'aluminium nécessaire à la formation de sillimanite, par exemple dans la staurotite (GUIDOTTI — 1966, in CARMICHAEL — 1969), le disthène (CHINNER — 1961), la muscovite (EVANS et GUIDOTTI — 1966), la biotite (AUTRAN et GUITARD — 1957), etc (2).

En ce qui concerne les granulites rubanées (niveaux clairs) du Haut-Allier, les seuls minéraux alumineux de la paragenèse primaire, susceptibles de fournir

(1) L'aspect final de cette pseudomorphose représente une association à cœur de fibrolite et périphérie de sillimanite II. On est donc dans le cas peu fréquent où le minéral secondaire est au cœur de la structure, seule l'observation des stades intermédiaires (reliques de "disth-sillimanite" recristallisant en fibrolite) permet d'affirmer la postériorité de la fibrolite.

(2) Le cas de la recristallisation in situ, disthène-sillimanite, est rare et s'accompagne généralement de l'apparition de sillimanite hystérogène.

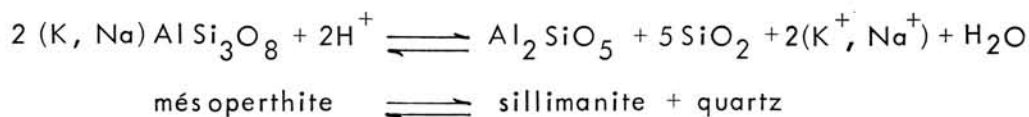
l'aluminium nécessaire à la formation de la sillimanite sont : le disthène, l'almandin et les feldspaths. Le grenat ne montre pas de trace de déstabilisation ; en revanche, le disthène (et plus localement le feldspath) semble avoir subi un phénomène physique comparable à une fusion "incongruente" : cristallisation sur place de quartz qui pseudomorphose partiellement le cristal initial de disthène (photo 37, pl. 13) et migration de l'aluminium dans la phase fluide intergranulaire (1). Parallèlement apparaît de la sillimanite prismatique qui peut cristalliser de deux façons :

- en auréole radiée autour du disthène ou "disth-sillimanite" qui semble jouer le rôle d'un germe cristallin (la croissance des prismes est préférentiellement orientée selon l'axe "c" du cristal de disthène) ;

- en gerbes plus ou moins radiées soit à proximité de silicates d'alumine préexistants, soit sans nucleus visible, au sein de la matrice quartzo-feldspathique.

Cette sillimanite prismatique II semble donc cristalliser pour une grande part aux dépens de l'aluminium libéré par le disthène.

D'autre part, la croissance de la sillimanite prismatique II semble favorisée par une réaction localisée au contact de chaque prisme et qui serait du type :



En effet, on n'observe jamais de contact direct : sillimanite – feldspath alcalin ; le quartz chemise toujours les prismes de silicate d'alumine. On remarquera que cette réaction est génératrice d'une grande quantité de quartz, ce qui peut expliquer la prépondérance de ce minéral dans les nodules (environ 4/5 en poids) ; le bilan chimique correspond à une "désalcalinisation" locale de la matrice quartzofeldspathique (LOSERT-1968).

Le schéma de l'apparition de la sillimanite prismatique II serait donc relativement simple si l'habitus particulier des prismes ne posait pas de problèmes auxquels, jusqu'à présent, aucune solution n'a pu être apportée. On a vu en effet ci-dessus que les prismes de sillimanite II sont "creux" (fig. 9) (photo 39, pl. 13). Cette particularité, non signalée semble-t-il dans les sillimanites naturelles, caractériserait une cristallisation rapide dans un milieu fondu (2) ; c'est tout au moins la conclusion que l'on peut déduire d'une com-

(1) Le quartz néoformé (décrit au paragraphe III-3-1) constitue un liseré continu plus ou moins visible autour des cristaux de disthène en voie de recristallisation (en disth-sillimanite ou sillimanite prismatique I).

(2) Ce phénomène est courant et bien connu des céramistes qui l'observent lors de la recristallisation de bains silicatés fondus (WILHELM-1973, communication personnelle).

paraïson avec la genèse d'autres minéraux aciculaires creux. GARDNER (1972) décrit, par exemple, de tels cristaux d'apatite dans un gabbro du nord de la Norvège ; pour ce même minéral, WYLLIE et COX (1962) constatent fréquemment ce phénomène dans des roches volcaniques basiques de la série du Karoo en Rhodésie. Ces derniers auteurs signalent sur ce sujet de nombreuses références relevées dans la littérature internationale mais avouent avoir cherché en vain la présence d'"apatite creuse" au sein de roches métamorphiques. Plus récemment, LEYRELOUP (1973) a décrit dans les büchites du Velay des cristaux de pyroxènes très allongés et creux. Là encore, la fusion de la roche initiale dont la büchite reste le témoin, a favorisé l'apparition de cet habitus.

Mais dans les granulites rubanées du Haut-Allier, l'aspect de la majorité des minéraux ne peut faire penser que ces roches ont subi une fusion. Seuls les silicates d'alumine témoigneraient d'un état fondu : "fusion incongruente du disthène" ? et cristallisation de la sillimanite dans un milieu fondu ?

Ce phénomène reste actuellement inexpliqué, d'autant plus que les silicates d'alumine sont considérés comme des minéraux réfractaires (1) en milieu anhydre.

Il est possible que la composition des phases fluides circulant dans les espaces intergranulaires de ces granulites influent sur la "fusion" du disthène ; la découverte récente de fluides organiques complexes dans des roches du faciès granulite (TOURET — communication personnelle) va peut-être permettre d'approfondir et de déterminer le rôle de catalyseurs qu'ils peuvent jouer.

En conclusion, la sillimanite constituant les nodules a trois origines distinctes :

- transformation in situ du disthène,
- faible migration au sein d'une phase fluide, de l'aluminium libéré par la déstabilisation du disthène et recristallisation en sillimanite prismatique,
- croissance des prismes de sillimanite aux dépens du feldspath (désalcalinisation).

Remarque :

Les nodules de sillimanite et de quartz qui avaient été signalés jusqu'alors en Haut-Allier sont localisés dans des formations gneissiques à biotite et sillimanite (Vallée de la Sianne, Plateau de Montrome, Passebarial (photo 33, pl. 11).

(1) Toutefois, cette notion de minéraux réfractaires est à considérer avec prudence, car LEYRELOUP (1973) a montré que, dans certaines enclaves de "charnockites acides ou intermédiaires" soumises à l'action du thermométamorphisme, ce sont les minéraux ferromagnésiens (grenat, pyroxènes) qui fondent les premiers, feldspaths et quartz ne fondent qu'ensuite.

vallée du Doulon). La genèse de ces nodules au sein des gneiss mésozonaux (issus vraisemblablement d'une rétro-morphose) est plus difficile à expliquer car aucun témoin de stades antérieurs n'a été découvert pour l'instant, mais aucune étude approfondie n'en a été réalisée.

Il existe des similitudes :

- dimensions et formes semblables, mais les nodules sont plus ellipsoïdaux car les tensions orientées devaient être plus marquées dans ce matériel incom-pétent,
- orientation conforme à la foliation et la linéation,
- structure semblable des nodules (cœur de fibrolite et quartz, écorce de quartz, mais une concentration de biotite apparaît en plus à la périphérie),
- matrice de la roche mère contenant des silicates d'alumine (disthène ou sillimanite).

On observe cependant deux différences :

- la roche mère est riche en biotite,
- le silicate d'alumine du nodule est exclusivement de la fibrolite.

Le mode de formation de ces nodules est peut-être semblable à celui déjà décrit dans les granulites rubanées, mais le schéma génétique établi pour les nodules des granulites ne peut être appliqué qu'avec prudence dans le cas des gneiss ; rappelons que ce schéma comporte :

- l'utilisation de l'aluminium préexistant dans la roche (silicate d'alumine),
- la "désalcalinisation" des feldspaths avec recristallisation de la biotite à la périphérie du nodule.

On ne peut, pour l'instant, considérer la question comme définitivement résolue.

■■■■■■■■

— PLANCHE 8 —

.....

GRANULITES RUBANÉES A SILICATES D'ALUMINE

Aspect macroscopique

.....

Photo 22 Granulite rubanée à silicates d'alumine ; les niveaux clairs sont ponctués de grenat, les niveaux foncés sont parfois millimétriques. (Section polie et vernie).

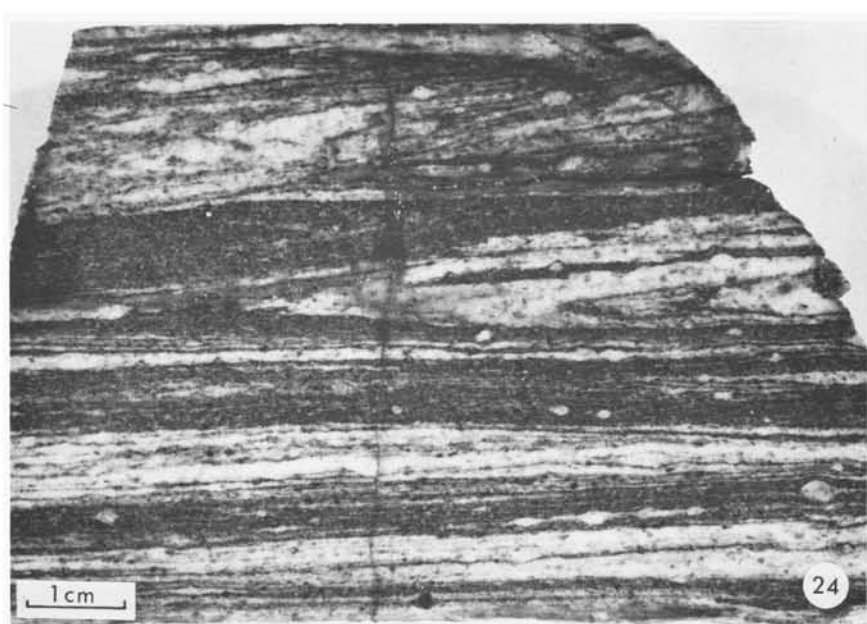
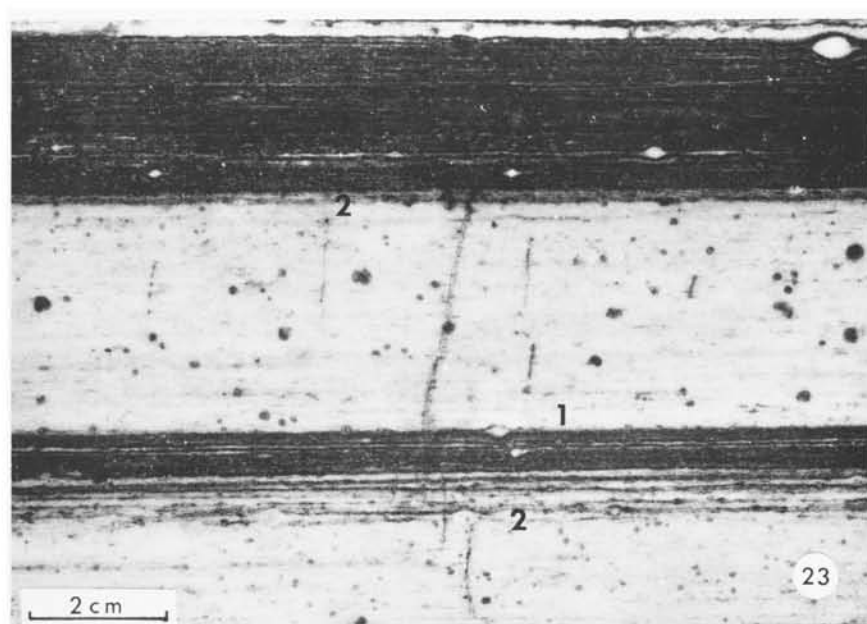
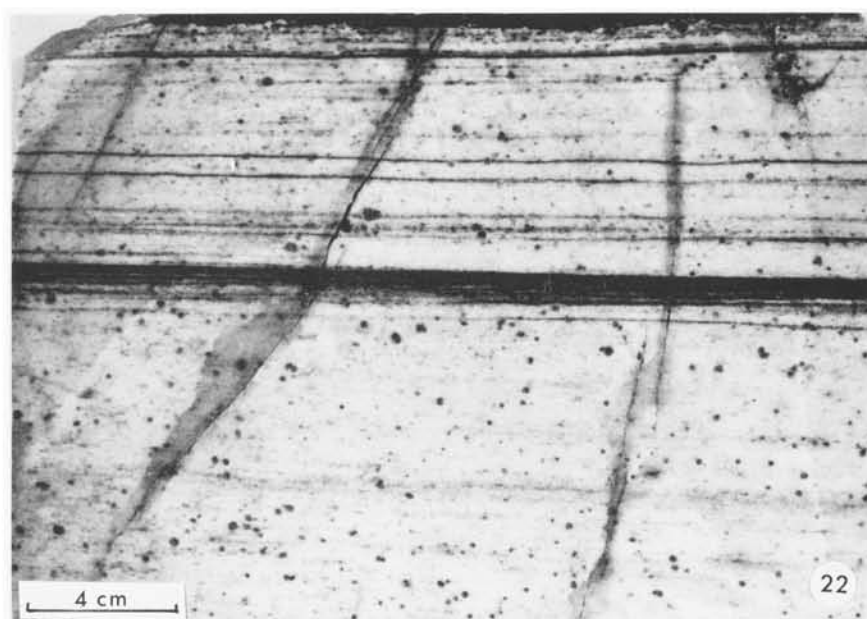
— Séniquette - HAm 66 c₂ —

Photo 23 Granulite rubanée à silicates d'alumine ; les limites entre niveaux de nature différente peuvent être nettes (1) ou diffuses (2) ; parfois une polarité de la limite diffuse peut être observée. (Section polie et vernie).

— Séniquette - HAm 66 c₃ —

Photo 24 Granulite rubanée plissée en plis isoclinaux. (Section polie et vernie). L'axe de ces plis a la même orientation que la linéation déterminée par le disthène.

— Séniquette - HAm 66 u —



— PLANCHE 9 —

.....

GRANULITES RUBANÉES A SILICATES D'ALUMINE

NIVEAUX CLAIRS

Minéralogie

.....

- Photo 25 Grenat en "atoll" à structure complexe ; le cœur de l'"atoll" est occupé par le grenat (G), une première couronne est constituée de méso-perthite (M) et de quartz (Q), la couronne extérieure (monocristalline ?) est formée de grenat.
(Lumière naturelle).

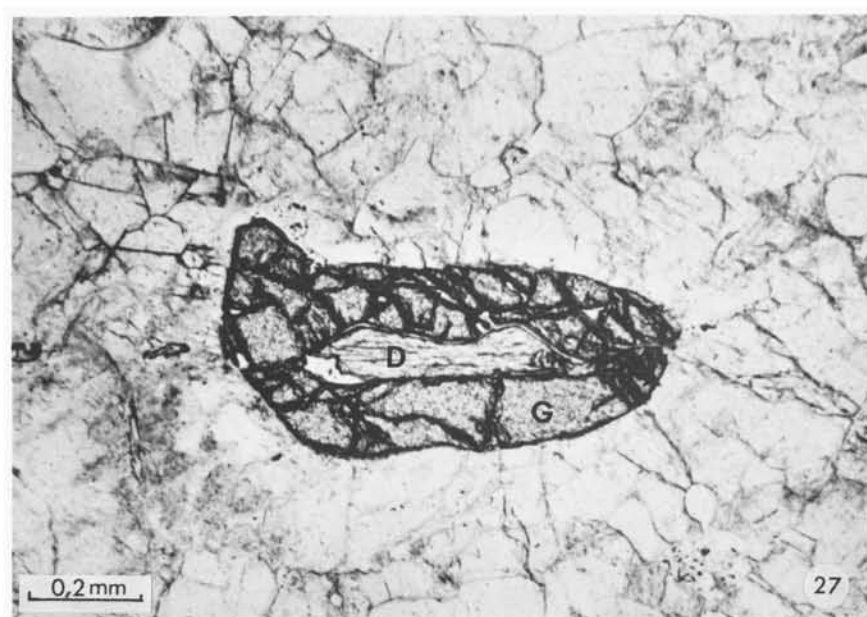
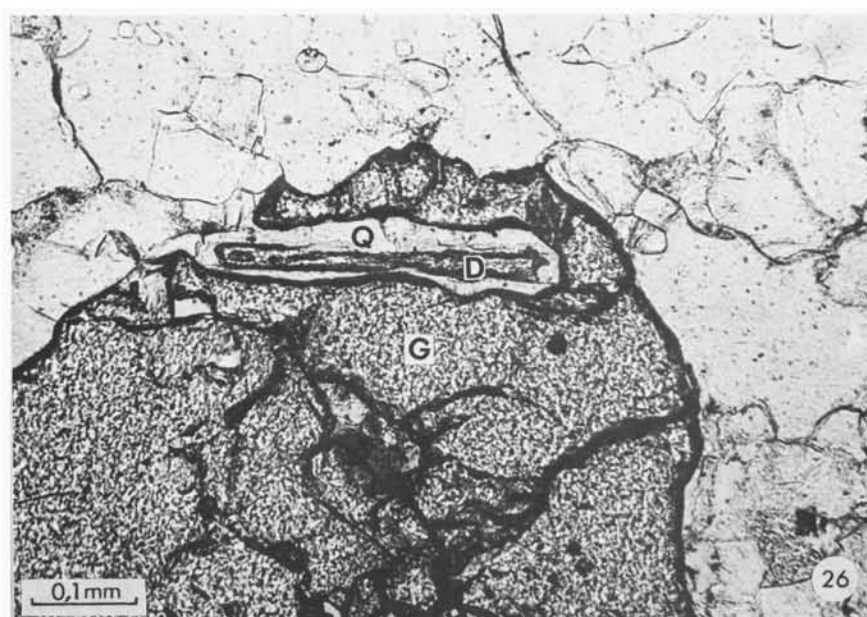
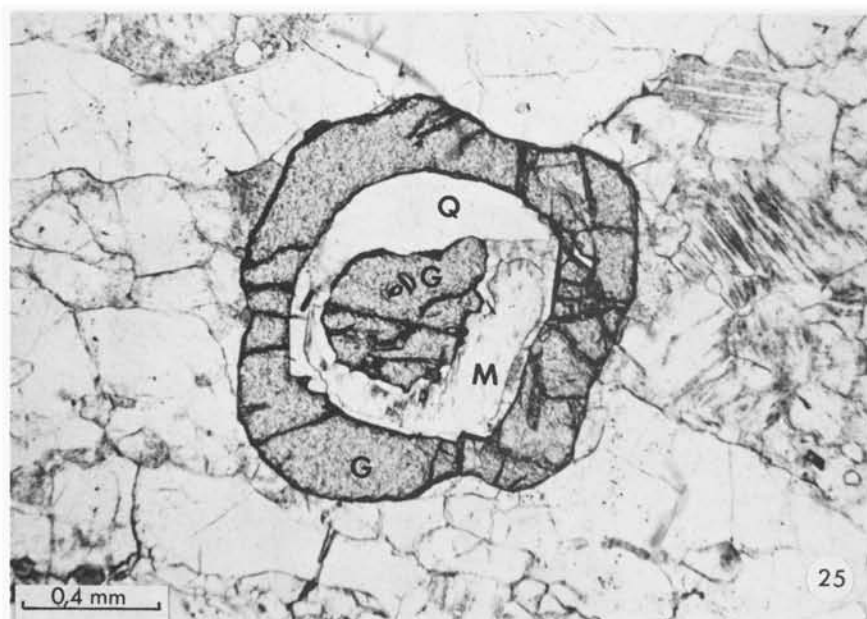
— Séniquette - HAm 66 aa —

- Photo 26 Disthène (D) partiellement inclus dans le grenat (G) ; ce "blindage" partiel n'empêche pas la pseudomorphose du disthène en quartz (Q) (voir photos 37 et 38 planche 13).
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAm 66 a₁ —

- Photo 27 Disthène (D) auréolé de grenat (G) ; cette disposition des deux minéraux semble provenir d'une cristallisation simultanée et non pas d'une "altération" du disthène en grenat (MATÉJOVSKÁ — 1967).
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAm 66 z —



— PLANCHE 10 —

.....

GRANULITES RUBANÉES A SILICATES D'ALUMINE

NIVEAUX CLAIRS

Minéralogie (suite)

.....

Photo 28 Grains de rutile (R) et de zircon (Z) dans un cristal de disthène.
(Lumière naturelle).

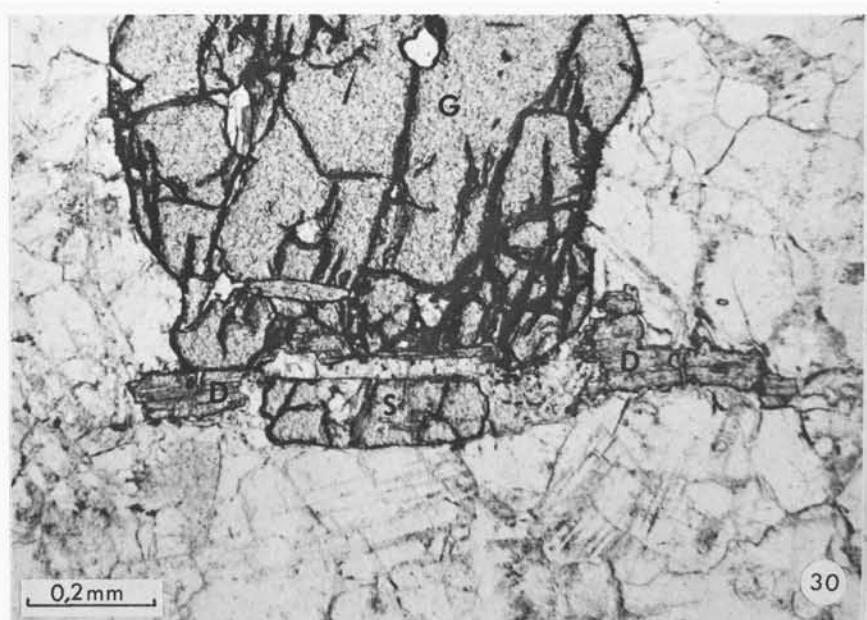
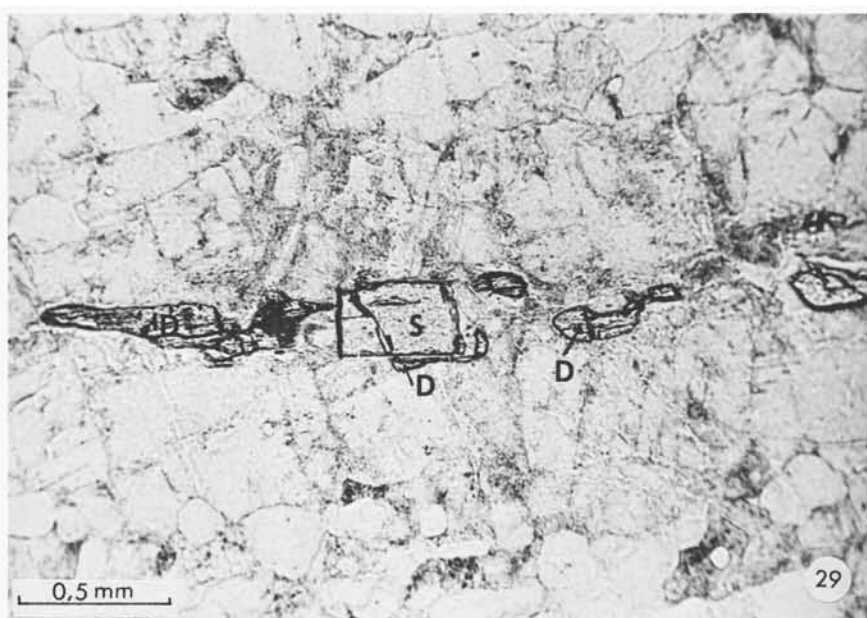
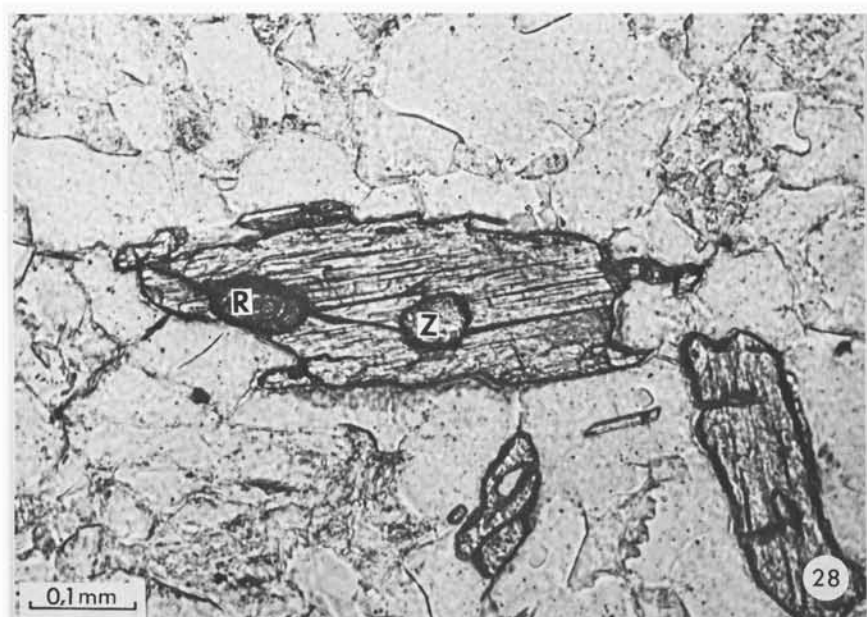
— Séniquette - HAM 66 a₁ —

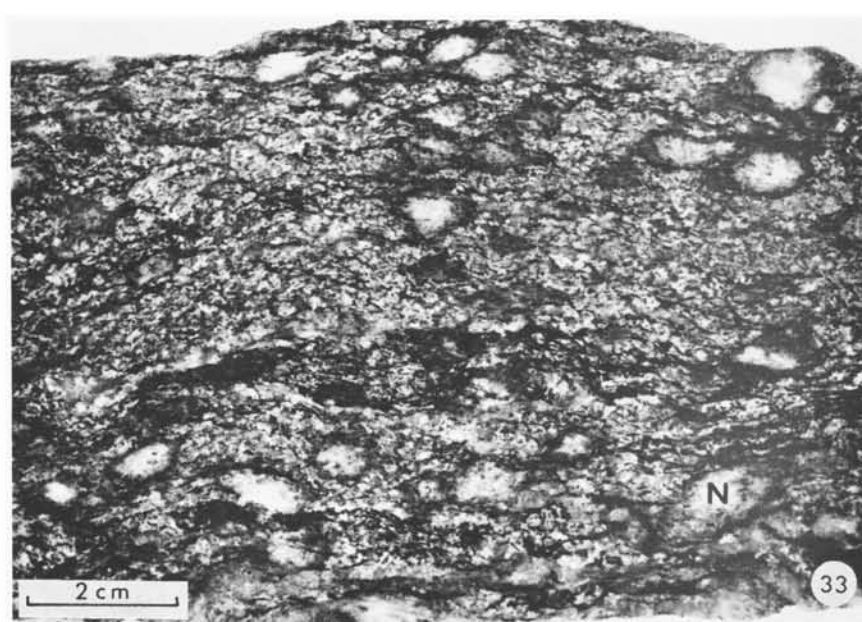
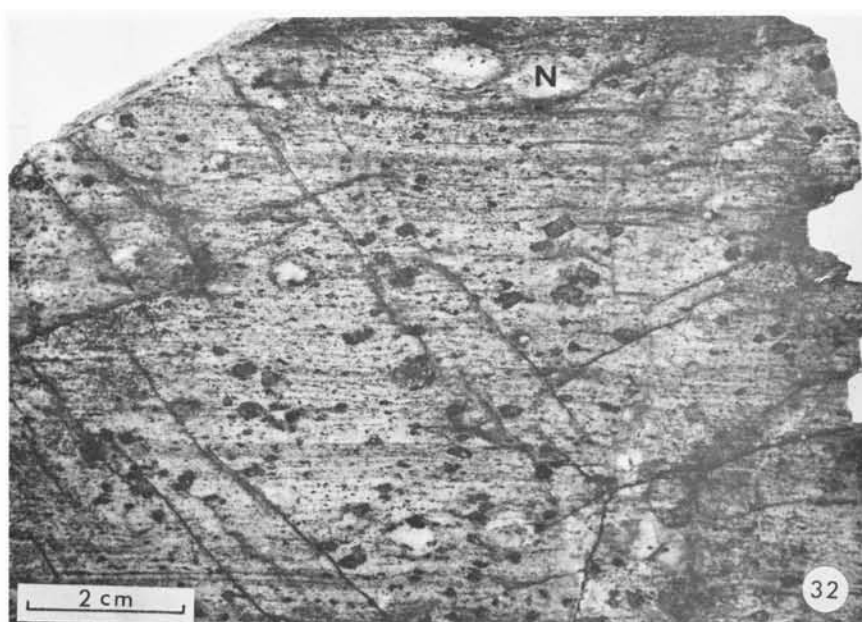
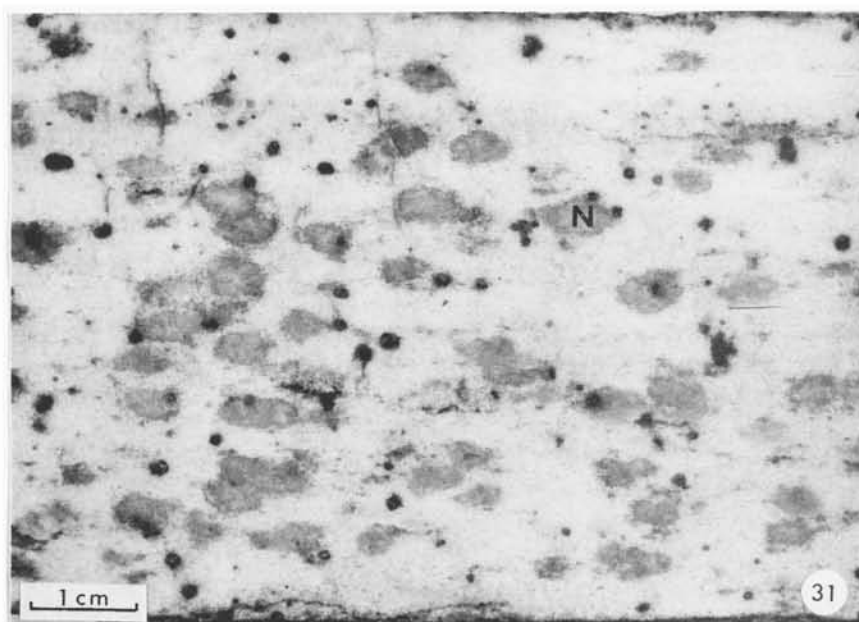
Photo 29 Cristal automorphe de staurotide (S) occupant le cœur d'un cristal
de disthène (D) en voie de déstabilisation.
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAM 66 z —

Photo 30 Cristal automorphe de staurotide (S) géométriquement lié au disthène
(D) et au grenat (G).
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAM 66 c —





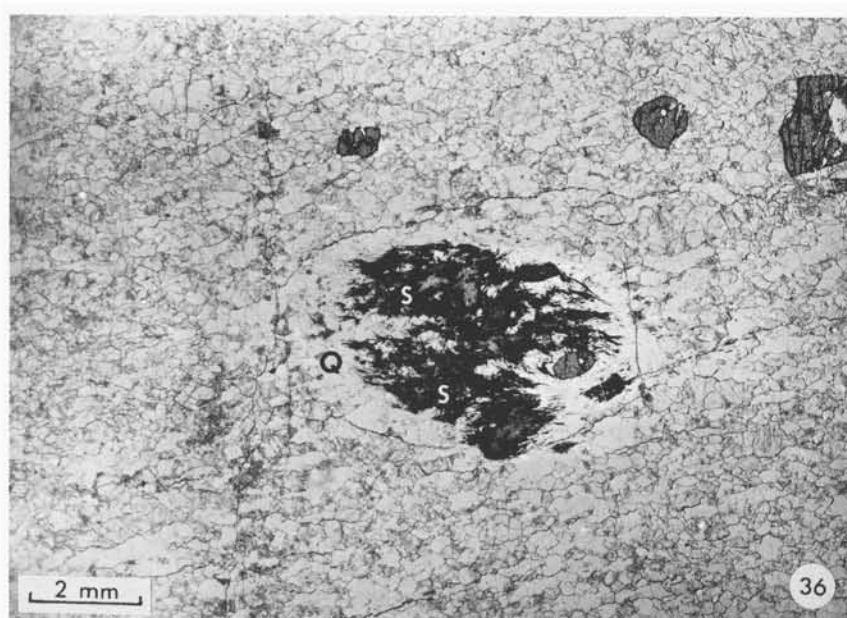
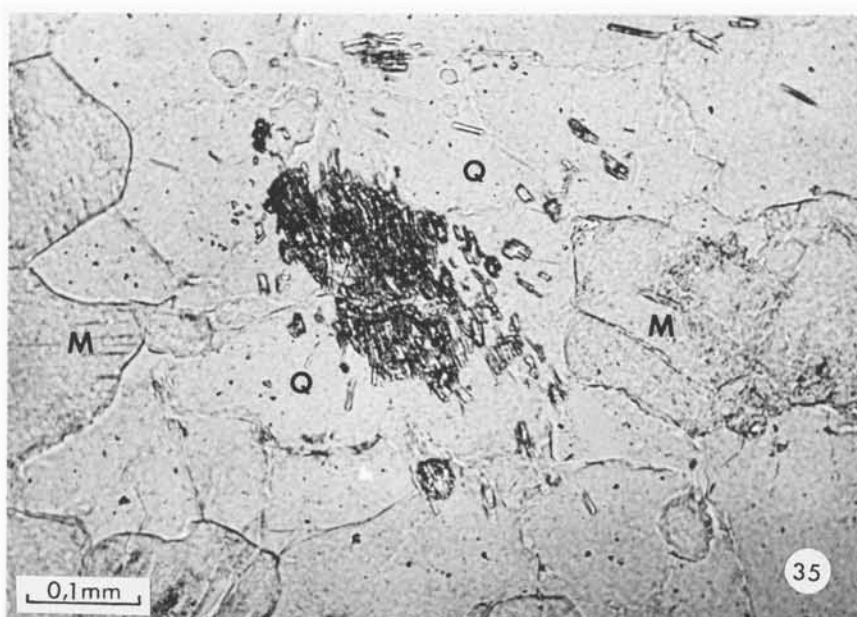
[illegible]

■■■■■■■■■■■

- Séniquette - HAm 66 f -

- Séniquette - HAm 66 f -

- Séniquette – HACC 33 –



— PLANCHE 13 —

.....

NODULES DE SILLIMANITE ET QUARTZ

Genèse des nodules

.....

- Photo 37 Transformation du disthène en disth-sillimanite (D S) et pseudomorphose de celui-ci en quartz. Le liseré périphérique de quartz "q" qui apparaît aux dépens du disth-sillimanite est bien individualisé au contact de la mésoperthite (M), souvent peu visible au contact du quartz primaire (Q).
(Lumière naturelle).

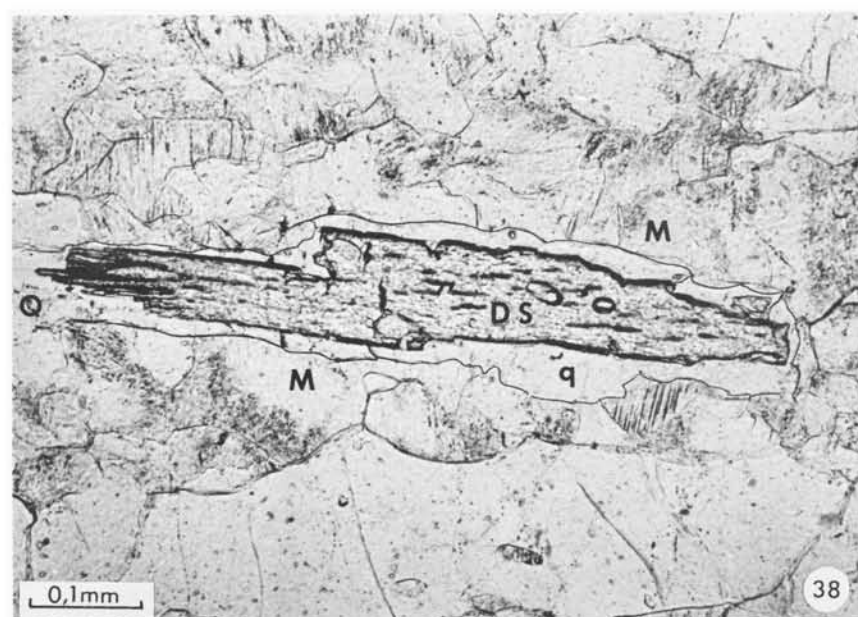
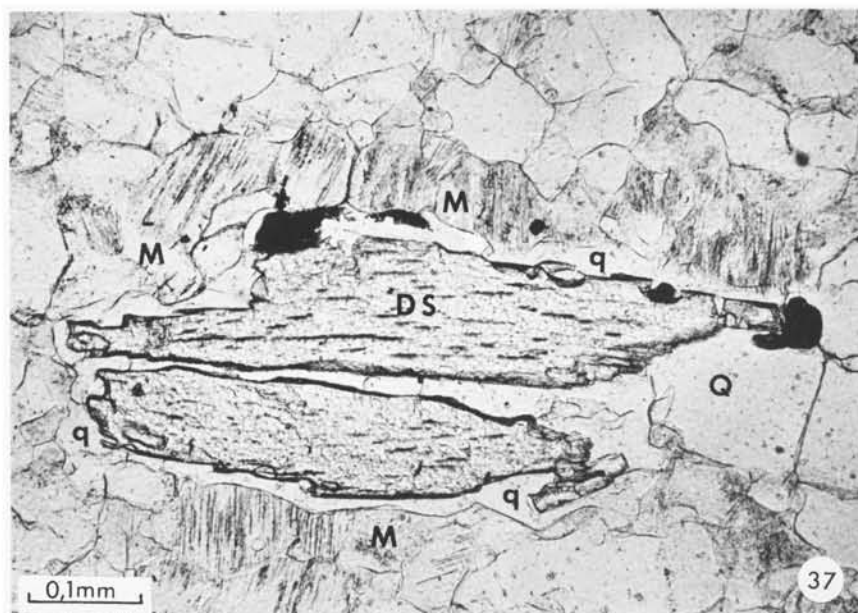
— Séniquette - HAm 66 c —

- Photo 38 Autre exemple de "pseudomorphose" de disthène en quartz ; les limites du liseré quartzique ont été soulignées à l'encre.
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAm 66 c —

- Photo 39 Sillimanite II en prismes creux au sein d'un nodule ; la mésostase de quartz (Q) est issue de la "désalcalinisation" de l'orthose mésoperthitique (M).
(Lumière naturelle).

— Séniquette - HAm 66 a₁ —



CHAPITRE IV

LES GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

IV-1 CONDITIONS DE GISEMENT

Dans la région étudiée, ces roches affleurent le long du flanc occidental du synclinerium Desges – Senouire – Doulon et occupent une large place au sein du synclinerium de Massiac (fig. 1). Elles sont le plus souvent intimement associées à des niveaux ou septa de roches basiques (péridotites, gabbros, éclogites, pyrigarnites, pyriclasites, pyroxénites, amphibolites, etc...) et plus rarement carbonatées (cipolins) (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND, mémoire en préparation). Cette association avait été partiellement soulignée en 1961 par FORESTIER qui la définissait sous le nom de "groupe leptyno-amphibolique brivadois". Ces roches ont été plus particulièrement étudiées au sud-est du synclinerium de Massiac (triangle : Vieille-Brioude, Salzuit, Lavoûte-Chilhac, fig. 1) où elles sont peu affectées par la rétro-morphose. A l'échelle de la carte, ces granulites acides sont situées à un niveau déterminé et continu, mais sur le terrain, elles affleurent en septa de dimensions variables au sein de gneiss ou d'anatexites (parfois quelques centaines de mètres de long sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur). Les contacts entre les différentes unités lithologiques (encaissant, septa acides et septa basiques) sont généralement francs, seuls les passages des granulites aux pyrigarnites semblent diffus et donnent lieu à de fréquentes récurrences (p.109).

IV-2 ASPECT MACROSCOPIQUE

En ne tenant compte que de l'aspect macroscopique de ces roches, on pourrait en multiplier les types pétrographiques, bien qu'en réalité, il n'y ait pas de différences fondamentales entre les divers échantillons récoltés.

Ce sont toutes des roches à texture massive, à débit grossièrement parallélipédique et à foliation plus ou moins marquée suivant l'abondance de la biotite (toujours accessoire) et du quartz en plaquettes.

Localement, une tectonisation intense étire les niveaux biotitiques et la schistosité disparaît au profit de la linéation (débit en crayon) (HAM 60 m — "Le Merle") (photo 50 et 51, pl. 17).

Leur couleur est claire mais elle peut varier du blanc éclatant au gris clair bleuté. Souvent jaunâtres (tachées d'hydroxydes de fer), ces roches prennent parfois une teinte cassonade due à un léger malgachitisme. Dans certains échantillons dépourvus de biotite, l'abondance du grenat en cristaux décimillimétriques donne à la roche une couleur rose-violacé (photo 40, pl. 14). La biotite souligne tantôt les têtes de microplis (photo 42, pl. 14) ou est tantôt concentrée en taches rectangulaires polycristallines, dans le plan de la foliation (photo 49, pl. 17).

IV - 3 STRUCTURE

Ces granulites sans silicates d'alumine sont dans leur ensemble fortement affectées par des épisodes tectoniques cisailants. Il est en effet exceptionnel d'y observer des structures granuloblastiques tandis que les lits à "quartz en plaquettes" sont abondants (photo 43, pl. 15). Le type de structure le plus communément observé est la structure granoblastique interlobée (parfois amiboïde) qui a la particularité de présenter une gradation régulière de la taille des grains (de 0,05 mm à 1 mm) ; c'est à ce genre de structure que MOORE (1970) donne le nom de "seriate interlobate granoblastic texture".

Les phénoclastes existent mais sont d'une taille à peine égale à deux ou trois fois celle du grain moyen de la roche, leur couleur identique à celle de la matrice quartzofeldspathique ne permet pas de les distinguer à l'œil nu.

Les indices de déformations souples sont rares, seuls quelques échantillons ont conservé l'empreinte de microplis actuellement voilés par la recristallisation postérieure du quartz et des feldspaths.

IV - 4 CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE

Les minéraux de ces granulites sont moins variés que ceux des roches à silicates d'alumine : le quartz et les feldspaths constituent généralement plus de 90 % de la roche. Les constituants de cette matrice quartzofeldspathique témoignent, là encore, de deux paragenèses granulitiques successives, l'une antétectonique (phénoclastes), l'autre issue de la recristallisation post-tectonique d'une formation en voie de rétro-morphose. Le minéral ferromagnésien dominant est le grenat ; les minéraux accessoires ne constituent pas plus de 1 % du volume de ces roches et sont représentés par un petit nombre d'espèces minérales.

Paragenèse I :

Quartz – orthose perthitique (mésoperthite) – plagioclase antiperthitique – grenat – \pm biotite – zircon – apatite – minerais – \pm clinopyroxène – (allanite ?).

Paragenèse II :

Quartz – orthose perthitique (mésoperthite) – oligoclase – grenat – \pm biotite – zircon – apatite – allanite – minerais – \pm amphibole – \pm clinopyroxène.

IV-4-1 MINERAUX PRINCIPAUX

IV-4-1-1 Quartz

Dans ces roches où le quartz est abondant (20 à 40 % du volume), il se présente sous deux habitus dont les pourcentages relatifs varient d'un échantillon à l'autre.

- a) – en plages équantes interlobées de taille égale à celle du grain moyen de la roche (0,1 mm),
- b) – en rubans polycristallins pouvant atteindre 1 cm de long (parfois plus) sur 0,3 mm de large. Ces derniers ont dans l'espace la forme de plaquettes ou de disques. Dans la majorité des cas, leur polycristallinité est due à la fracturation tardive d'un seul cristal initial ; les néo-individus gardent entre eux des orientations optiques voisines (photo 43, pl. 15). Ces quartz en disques ou en plaquettes (Diskenquarz et Plattenquarz des auteurs allemands) ont été largement décrits dans la littérature et leur présence a été longtemps déterminante pour la définition des granulites (chapitre I, p. 17). En fait, ils reflètent plus une rétro-morphose sous contraintes cisailantes que des conditions de température et de pression du faciès granulite (FREJVALD – 1970).

Quelle que soit la forme des cristaux, leur extinction est onduleuse. Les plages sont limpides, les inclusions cristallines sont rares mais les "bulles" de fluides sont abondantes. Dans les cristaux de quartz en plaquettes, les inclusions de H₂O prédominent sur les composés volatils du carbone (CO₂, méthane, etc...).

IV-4-1-2 Feldspath potassique

Le feldspath potassique présente peu de différences avec celui des gneiss khondalito-kinzigitiques, la distinction entre "phénoclastes" et plages recristallisées de la trame est moins nette car leurs tailles sont voisines (0,1 à 0,3 mm de moyenne). Ce feldspath a une structure d'orthose à faible indice de triclinicité ($\Delta \simeq 0,25$) et contient généralement une forte proportion de microperthites capillaires (à la limite : mésoperthite). Les dimensions modestes de ces microperthites n'ont pas permis, même à la microsonde électronique, de déter-

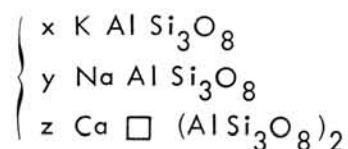
miner si le calcium décelé en faible proportion devait être attribué au plagioclase acide ou au feldspath potassique.

Dans les échantillons les plus affectés par la rétro-morphose apparaissent à la limite des cristaux de feldspath potassique des bourgeons myrmékites ainsi qu'un liseré plagioclasi-que rarement maclé (les quelques mesures effectuées semblent montrer qu'il s'agit d'albite) (photo 45, pl. 15).

La présence de mésoperthites, myrmékite et liseré "albitique" apportent quelques renseignements sur l'évolution du "feldspath potassique" et sur sa composition initiale.

1) La mésoperthite (associée à des antiperthites) témoigne d'une cristallisation à haute température d'un feldspath ternaire à orthose dominante (environ 800°C d'après le géothermomètre de BARTH — 1951-1955, modifié par IYAMA — 1966).

2) L'apparition des perthites capillaires (exsolution ?), antérieure aux autres types d'exolutions (myrmékite, liseré "albitique"), confirme pour la mésoperthite une formule chimique globale (avec $x > y \gg z$) du type :



\square étant un site cationique vacant (PHILLIPS et al. — 1972).

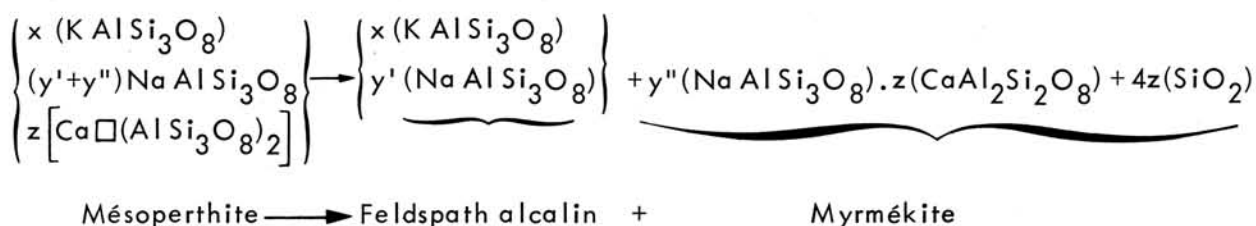
Cette formule suppose la présence d'une molécule hypothétique stable à haute température : $\text{Ca}(\text{Al Si}_3\text{O}_8)_2$ (molécule de SCHWANKTE — 1909), in WIDENFALK — 1969). L'existence de cette molécule excédentaire en silice a été invoquée par de nombreux avant que CARMANN et TUTTLE (1963), in WIDENFALK (1969) et WYART et SABATIER (1965) n'en confirment la réalité par des travaux de synthèse (1).

La déstabilisation de cette molécule rend compte de l'origine topochimique des gouttelettes de quartz de la myrmékite :



3) Un refroidissement lent (permettant la migration des ions) conduit à la déstabilisation du feldspath ternaire et à l'exsolution des bourgeons myrmékites :

(1) Plus de 30 % des ions alcalins ont pu être substitués (2 potassium ou sodium pour 1 calcium) sans destruction du cristal initial (WYART et SABATIER — 1965).



4) L'apparition du liseré albitique est, dans un schéma général, postérieure à celle des myrmékites, le calcium étant "expulsé" avant le sodium.



5) Remarque :

Ne connaissant pas la composition chimique exacte du plagioclase formant le bourgeon myrmékitique, ni celle du liseré plagioclasique, il n'est pas possible, dans les échantillons étudiés, de proposer une chronologie des deux exolutions. Le problème est encore compliqué par des migrations d'ions à la limite des grains qui modifient la composition du liseré plagioclasique selon la nature du minéral jouxtant le feldspath ternaire (BYERLY et VOGEL-1973).

Ces observations permettent de préciser que ces roches ont subi de hautes températures et qu'ensuite leur rétro-morphose fut lente. L'influence de la pression est négligée dans cette évolution.

IV-4-1-3 Plagioclase

Ce minéral est moins abondant que le quartz et les feldspaths potassiques. Il cristallise en plages équantes (0,1 mm) aux contours lobés. Les individus sont légèrement séricitisés et le plus souvent non maclés. Il s'agit d'un oligoclase moyen dont la basicité varie suivant les échantillons de An = 17 % à An = 20 %. Plus complexe est la structure des phénoclastes qui sont des cristaux arrondis millimétriques, finement maclés selon la loi de l'albite. Leur basicité paraît légèrement supérieure à celle du plagioclase de la trame (An. 20 à 25 %). Les antiperthites sont fréquentes, elles ont des formes anguleuses (antiperthites en plaquettes).

Cas particulier des phénoclastes plagioclasiques de l'échantillon HAm 23 c

Au sein de cet échantillon de granulite à grenat sans silicates d'alumine ni biotite, certains phénoclastes présentent un aspect particulier qui demandait une étude plus détaillée. Les autres plages feldspathiques correspondent à ce qui a

déjà été décrit : feldspath potassique mésoperthitique et oligoclase moyen ($An \approx 20\%$) souvent maclé polysynthétiquement (le plus fréquemment albite).

Dans cet échantillon tectonisé où les phénoclastes ont une taille un peu supérieure (1,5 mm) à celle de la moyenne des grains, le plagioclase est antiperthitique. Le cristal hôte est lui-même formé de deux séries d'individus ayant chacune même orientation optique. Cet aspect semble correspondre à une cristallisation selon une loi de macles polysynthétique, mais celle-ci n'a pu être déterminée à la platine universelle (la méthode de VAN DER KAADEN (1951) ne semble pas envisager ce type d'association)(1). Les antiperthites aux formes irrégulières et aux contours souvent flous ont elles-mêmes une structure complexe de mésoperthite (2). Celle-ci est constituée de feldspath potassique et de microperthites "en cheveux" dont l'allongement est perpendiculaire à la trace des "plans de macles" du plagioclase hôte (photo 44, pl. 15).

L'originalité de cette association complexe nous a conduit à en faire l'étude à la microsonde électronique. Quelques "traversées" qualitatives ont été effectuées à travers un domaine antiperthitique et le fond plagioclasique; nous avons recherché par ce moyen la présence de calcium, sodium et potassium (fig. 10). L'examen des enregistrements conduit aux constatations suivantes (3) :

- la présence du domaine antiperthitique est confirmée (B-C) ;
- le domaine antiperthitique est dépourvu de calcium ;
- les microperthites en fuseau décelées au sein de l'antiperthite ne sont pas résolues par le faisceau électronique, mais en l'absence de calcium on peut conclure qu'il s'agit d'albite pure ;
- parmi les trois éléments testés, le calcium est le seul présent au sein du plagioclase-hôte qui serait par conséquent une anorthite (C-D) ;
- on constate un léger enrichissement en sodium de la périphérie du phénoclaste plagioclasique (au contact du cristal de quartz voisin (A-B).

Ainsi les phénoclastes plagioclasiques de l'échantillon HAM 23 c semblent être constitués par de l'anorthite au sein de laquelle sont disséminées des plages de mésoperthite dépourvues de calcium. Lorsque ce phénoclaste est au contact de quartz, ceci n'entraîne qu'une légère atténuation de sa basicité (fig. 10, A-B).

(1) D'autres méthodes ont été appliquées sans succès (GORAI-1951, TOBI-1961-1962, VANCE-1961, etc ...) Une étude cristallographique plus complète est envisagée pour lever cette indétermination.

(2) Structure déjà signalée dans certains phénoclastes plagioclasiques des gneiss khondalito-kinzigitiques (paragraphe II-4-1-3, p. 37).

(3) Remarques : — Les mêmes conditions d'enregistrement n'ayant pu être adoptées pour les trois éléments, les intensités respectives des différentes bandes ne sont pas comparables ;

— Au sein de l'antiperthite (B-C), une inclusion de quartz explique l'absence localisée de Na et K.

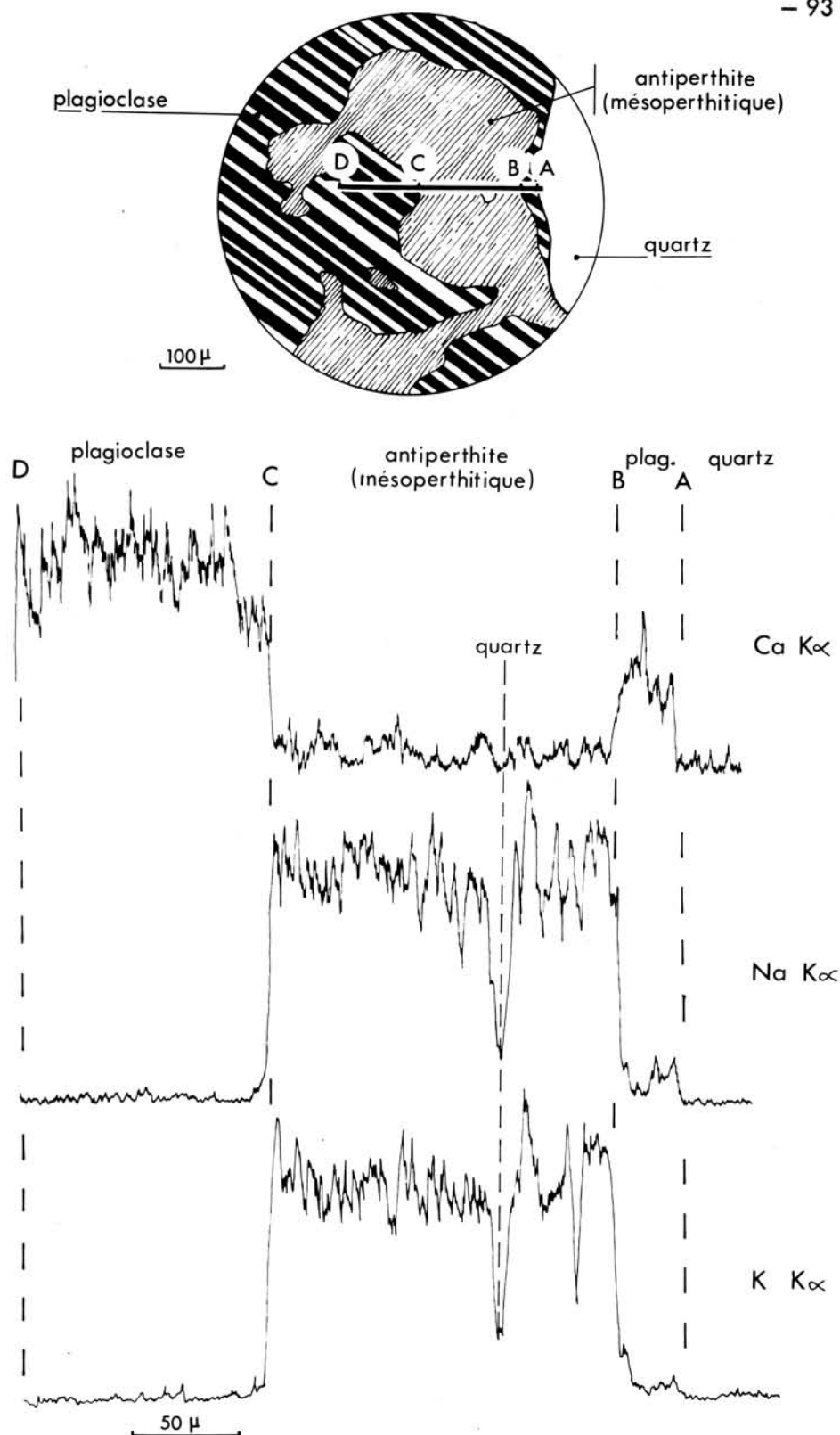


Fig. 10.— Analyse qualitative à la microsonde électronique d'un phénocraste plagioclasiqne de granulite sans silicates d'alumine (HAM 23c); traversées en Ca, Na, K (K α).

Aucune description analogue d'anorthite dans des roches acides n'ayant été relevée dans la littérature, d'autres investigations ont été effectuées sur ces cristaux ; en particulier, des "traversées" perpendiculaires à celles signalées ci-dessus. Elles ont confirmé les résultats déjà obtenus. Ces structures et compositions sont particulières aux phénoclastes car le plagioclase de la trame quartzo-feldspathique présente une répartition régulière du Ca, Na et K.

Les antiperthites, fréquentes dans les roches du faciès granulite (granulite s.s., charnockite, etc ...), peuvent avoir selon les auteurs des origines diverses :

- remplacement d'un plagioclase par un feldspath potassique (phénomène essentiellement métasomatique (GRIFFIN—1969)),
- "nucléation", c'est-à-dire concentration de potassium au sein d'un plagioclase dans des roches pauvres en potassium, en particulier dans les gneiss où le plagioclase cristallise avant le feldspath potassique (VOGEL—1970),
- exsolution de la phase potassique lors de la rétro-morphose de la roche (HUBBARD—1965 ; CARSTENS—1967 a-b, etc ...)

Pour l'échantillon HAM 23c, la proportion d'anorthite semblant supérieure à 33 % comme tend à le montrer l'investigation à la microsonde, on peut penser à une origine des antiperthites par exsolution (VOGEL et al. —1968).

IV-4-1-4 Grenat

Ce minéral est constant dans les granulites sans silicates d'alumine, mais sa proportion modale reste faible (de 1 à 5 %). Les cristaux sont globuleux, de petite taille (1 mm de diamètre en moyenne) et exempts d'altération. En grains, leur couleur est rouge brique, incolore au microscope. L'observation en lame mince peut mettre en évidence dans la plupart des échantillons 10 % de cristaux "creux" à structure plus ou moins complexe. Le cœur du cristal est occupé par un minéral quelconque (quartz, mésoperthite, plagioclase, biotite, etc ...), cette disposition détermine en lame mince une structure en "atoll". L'assemblage peut être plus complexe et l'on observe (en section) un emboîtement concentrique de "couronne" (2 ou 3) de grenat ("structure en boîte").

Aucune explication satisfaisante de cet aspect du grenat n'a été proposée à notre connaissance :

- s'agit-il de grenats en voie de formation ou de destruction (relictuel) ? Leur aspect squelettique pourrait faire penser à une déstabilisation d'anciens individus globuleux, mais aucun produit ni réagencement éventuel n'est visible à leur contact (ni biotite, ni cordiérite, ni chlorite, etc ...) (1)

(1) Ce type de grenat, apparemment monocristallin, ne semble pas provenir, non plus, du démantèlement d'une auréole coronitique.

Une étude de la répartition des éléments (Ca, Fe, Mg) effectuée à la microsonde électronique par FLÜCK (1971) dans les grenats en "atoll" de granulites vosgiennes tendrait à montrer que ces structures ont été acquises par cristallisation.

— Age relatif du grenat ?

Le grenat de ces roches est généralement attribué à la plus ancienne paragenèse observable. Ces roches ayant été fortement tectonisées, comme en témoigne la présence de phénoclastes et l'abondance du quartz en plaquettes, il est curieux de constater que les "atolls" de grenat, parfois si ténus, ne sont ni déformés, ni fracturés (ce qui est le cas de certains cristaux globuleux et massifs). On serait donc tenté de les considérer comme appartenant à une génération post-tectonique.

Ces observations ne résolvent pas les problèmes posés par le "grenat en atoll" mais permettent de supposer qu'il s'agit peut-être d'une seconde génération post-tectonique de grenat, à croissance centripète.

Les mailles et indices du grenat de huit échantillons de granulite sans silicate d'alumine ont été mesurés et reportés sur les diagrammes de WINCHELL (1951) (fig. 11) et SASTRI (1958) (fig. 12).

$$a_A^\circ \pm 0,005 \quad n_{Na}^\pm \pm 0,002$$

(8)	HAm 1x	11,591.....	1,812
(9)	HAm 16f	11,574.....	1,815
(10)	HAm 23b.....	11,566.....	1,807
(11)	HAm 23c.....	11,549.....	1,805
(12)	HAm 23h.....	11,542.....	1,808
(13)	HAm 210f.....	11,593.....	1,812
(14)	HAm 8	11,608.....	1,793
(15)	HAm 60c.....	11,605.....	1,792

Les points représentatifs de ces mesures montrent que les grenats des granulites sans silicates d'alumine sont des almandins (65 %) — pyrope (20 %) dans lesquels la proportion moléculaire de grossulaire + andradite peut atteindre 10 à 15 %.

Deux roches (HAm 8 et HAm 60c) recèlent un grenat plus riche en grossulaire, l'un d'entre eux (HAm 8) a été analysé (Tab. III, an. 14), ses composants moléculaires principaux sont les suivants :

Pyrope	12,1
Almandin	54,9
Spessartite.....	3,0
Andradite	4,4
Grossulaire.....	25,5
Ouwarovite	0,1

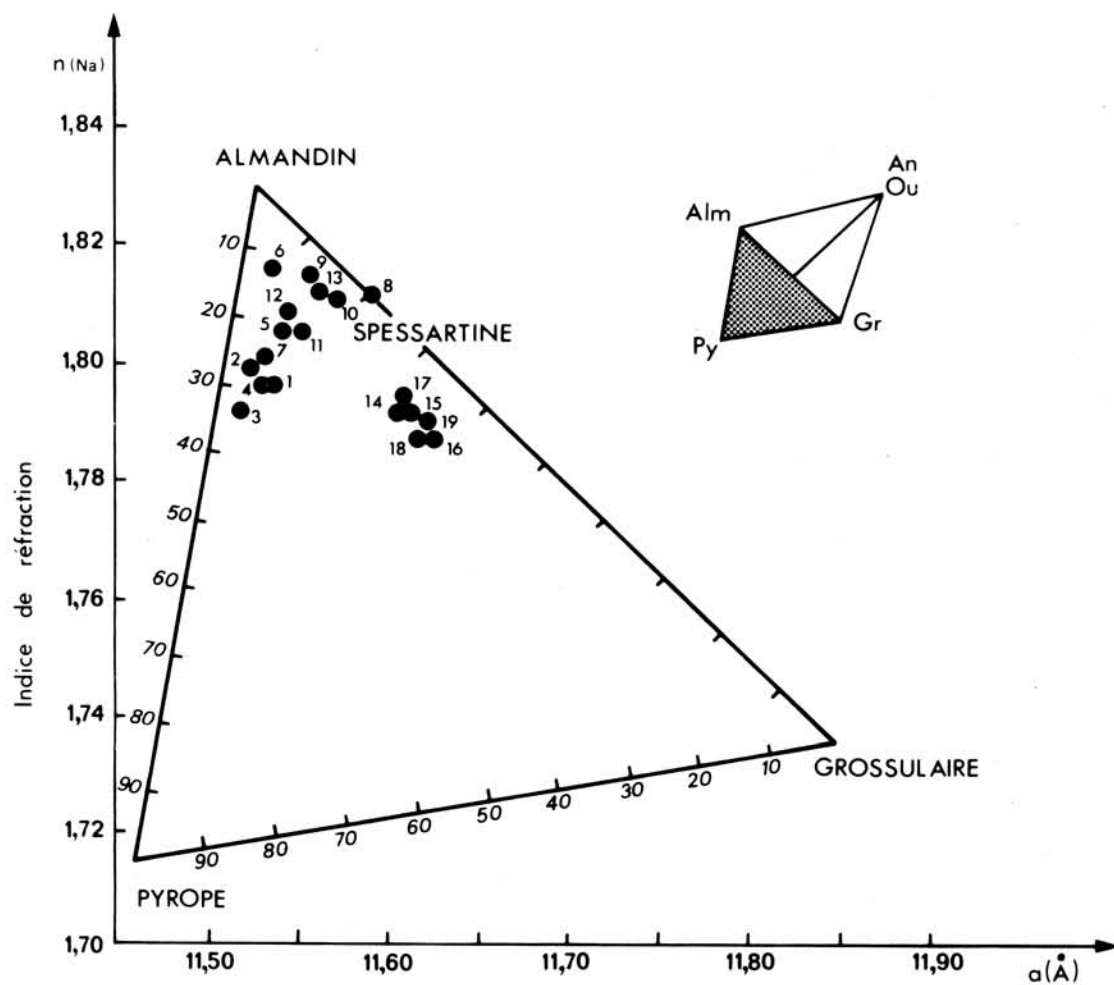


Fig. 11. — Répartition des grenats des roches acides du Haut-Allier sur la projection ($a_A^\circ - n_{Na}$) du tétraèdre de WINCHELL modifié par MATHIAS et al. (1970).

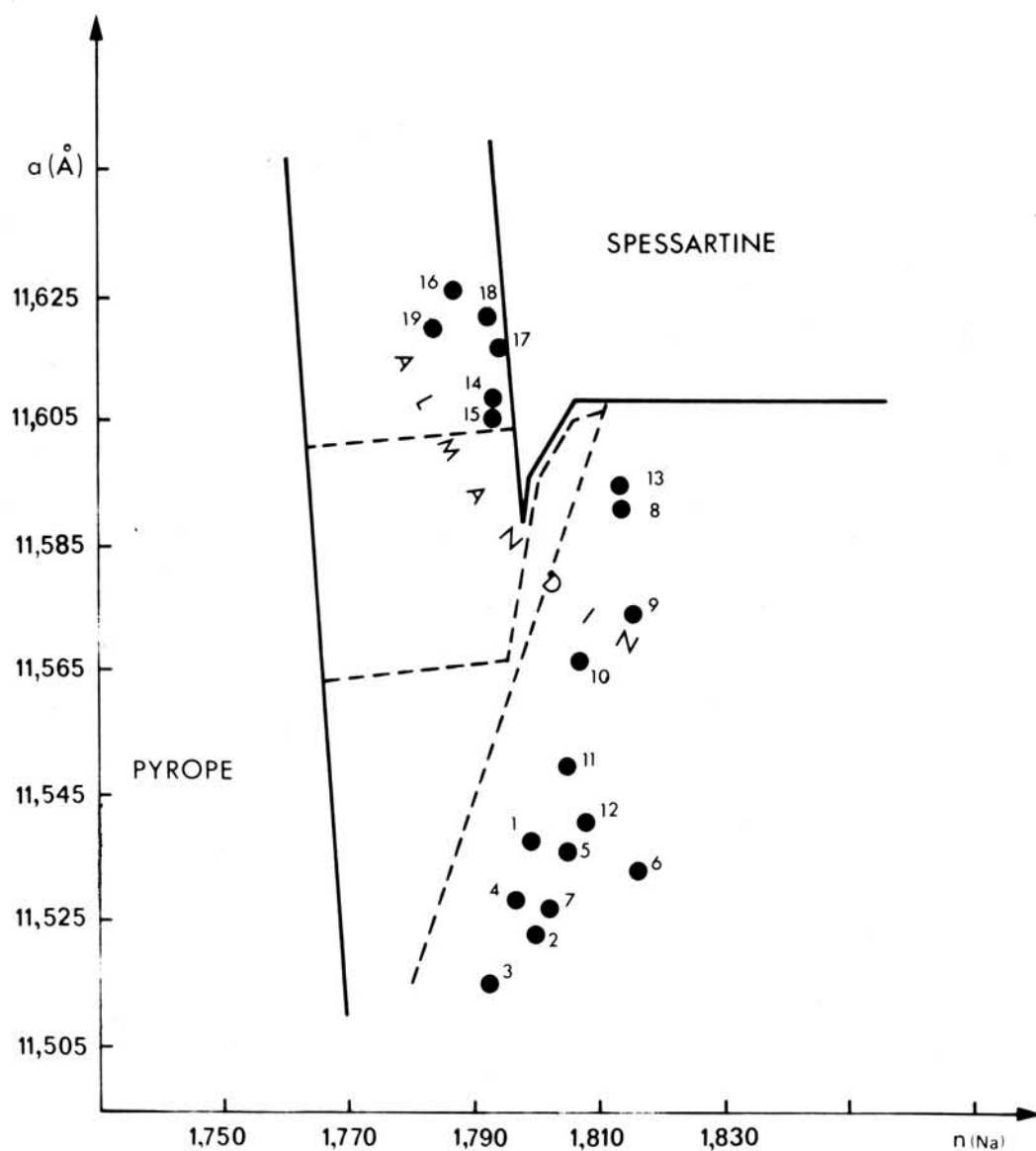


Fig. 12.— Grenats des roches acides du Haut-Allier : report sur le diagramme de SASTRI (1958).

LEGENDE COMMUNE AUX FIGURES N° 11 et N° 12

N°	Echantillon	Maille (Å)	Indice (Na)
1	— HAm 78 e — Grenat de gneiss khondalito-kinzigitique	11,537	— 1,797
2	— HAm 92 c — Grenat de gneiss khondalito-kinzigitique	11,523	— 1,800
3	— HAm 66 p — Grenat de gneiss khondalito-kinzigitique	11,515	— 1,793
4	— HAm 66 cf — Grenat de granulite rubanée (niveaux sombres)	11,528	— 1,797
5	— HAm 66 cc — Grenat de granulite rubanée (niveaux clairs)	11,536	— 1,805
6	— HAm 66 a — Grenat de granulite rubanée (niveau clair à nodules de sillimanite et quartz)	11,533	— 1,816
7	— HAm 66 b ₁ — Grenat de granulite rubanée (niveau intermédiaire)	11,527	— 1,802
8	— HAm 1 x — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,591	— 1,812
9	— HAm 16 f — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,574	— 1,815
10	— HAm 23 b — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,566	— 1,807
11	— HAm 23 c — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,549	— 1,805
12	— HAm 23 h — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,542	— 1,808
13	— HAm 210 f — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,593	— 1,812
14	— HAm 8 — Grenat de granulite sans silicates d'alumine légèrement mobilisée	11,608	— 1,793
15	— HAm 60 c — Grenat de granulite sans silicates d'alumine	11,605	— 1,792
16	— HA 179 a — Grenat de "grenatite" sans silicates d'alumine	11,624	— 1,787
17	— HAm 30 d — Grenat de "grenatite" sans silicates d'alumine	11,610	— 1,795
18	— HAm 30 e — Grenat de "grenatite" sans silicates d'alumine	11,619	— 1,787
19	— HAm 30 f — Grenat de "grenatite" sans silicates d'alumine	11,618	— 1,790

IV-4-2 MINÉRAUX ACCESSOIRES

IV-4-2-1 Biotite

C'est un minéral fréquent dans les granulites sans silicates d'alumine, mais dont la proportion modale ne dépasse pas 1 % de la roche. Dans certains échantillons, il est absent. Au microscope, la biotite des granulites sans silicates d'alumine est fortement pléochroïque, brun sombre à beige, parfois de teinte verdâtre. La faible quantité extraite de ce minéral n'a pas permis son analyse chimique mais sa coloration pourrait indiquer que le titane y est moins abondant que dans les biotites "acajou" des gneiss khondalito-kinzigitiques. Aucune réaction interminérale faisant intervenir la biotite n'a été observée dans ces roches ; la biotite subit un début de chloritisation dans les échantillons les plus rétro-morphosés. La disposition des paillettes de biotite au sein de la matrice quartzo-feldspathique est variable et peut conduire à plusieurs aspects macroscopiques des roches étudiées. Ces paillettes (moins de 0,5 mm de long) peuvent être :

- régulièrement réparties dans la trame, soulignant les plans de foliation ;
- concentrées dans les têtes de microplis et en soulignant la charnière (photo 42, pl. 14) ;
- rassemblées en taches rectangulaires (0,5 x 1 cm en moyenne), allongées suivant la linéation et dont l'aplatissement est conforme à la foliation (1) (photo 49, pl. 17).

Ce dernier type semble être le résultat du laminage et de l'étirement d'amas biotitiques préexistants. Quelle pourrait être leur origine ?

Aucune relique d'un autre minéral ferromagnésien n'ayant été trouvée au sein de ces concentrations, nous sommes réduits aux hypothèses :

- produit de la déstabilisation du grenat ?
- produit de la déstabilisation d'orthopyroxène (hypersthène) ?
- dispersion tectonique de cristaux de biotite uniformément répartis ?

La première hypothèse ne peut être retenue car le grenat présent dans la roche n'offre aucun signe de déstabilisation. En revanche, la présence d'hypersthène

(1) Ces taches, visibles à l'œil nu, comme les concentrations dans les têtes de plis, se repèrent mal au microscope, car les paillettes qui les constituent sont peu abondantes. L'aspect macroscopique est dû en grande partie à une déferri-tisation partielle de la biotite, qui produit une auréole malgachitique autour de chaque cristal. Cette zone sombre n'est pas perceptible en lame mince.

dans une paragenèse antérieure n'est pas à rejeter (bien qu'actuellement non contrôlable) car sa présence est signalée dans des roches comparables ("granulites de Saxe" — BEHR — 1961).

Dans quelques échantillons plus riches en biotite ($\approx 5\%$), la tectonisation intense répartit la biotite en lits, puis par un phénomène mécanique complexe ("tréfilage" — NICOLAS, communication personnelle) étire ces lits en rubans jusqu'à disparition des plans de foliation, au profit d'une forte linéation. De telles roches ont alors un débit caractéristique en "crayons" (photo 50, pl. 17).

IV-4-2-2 Allanite

Ce minéral de la famille des épidotes est constant dans les granulites sans silicates d'alumine. Son abondance relative semble liée au degré de mobilisation de la roche : rare dans les granulites, elle est plus abondante dans les roches légèrement mobilisées (1). Les cristaux de petite taille (0,1 mm) sont globuleux, le plus souvent xénomorphes ; dans certains échantillons (HAM 16d), ils peuvent atteindre 2 à 3 mm de diamètre. Leur couleur est brun foncé, l'éclat vitreux à gras et la cassure conchoïdale. Chaque cristal est chemisé par une croûte jaune rouille d'aspect terreux, plus ou moins pulvérulente. Cette écorce, composée essentiellement d'hydroxydes d'Al, Fe, T.R. (terres cériques essentiellement) est le résultat d'une altération tardive du minéral (HATA — 1939). En lame mince, le cœur du cristal (domaine non altéré) est de couleur brune à brun vert faiblement pléochroïque. Des inclusions opaques (fines plaquettes orientées) occupent parfois le centre des cristaux. En lumière polarisée, la biréfringence varie suivant la taille des individus et suivant les échantillons. Elle peut être nulle (minéral isotrope ou amorphe) ou bien se traduire par des teintes anormales (brun à bleu foncé) ; certains cristaux polarisent dans les gris du premier ordre.

Au contact de biotite ou d'amphibole, ces plages induisent une auréole pléochroïque intense.

L'ensemble des caractères organoleptiques correspond à celui des minéraux métamictes (2) (DES CLOIZEAUX et DAMOUR — 1860 ; HUTTON — 1950 ; PABST — 1951 ; LIMA DE FARIA — 1968 ; BOUSKA — 1970 ; MITCHELL — 1973).

(1) Cette relation a déjà été soulignée par HAMEURT (1968) dans des gneiss vosgiens en voie de mobilisation.

(2) "Le terme "métamictes" a été introduit par le minéralogiste norvégien BRØGGER en 1893, afin de distinguer des substances primitivement cristallines, mais ayant été ultérieurement transformées en matériel amorphe sans changement de la forme du cristal. Cette destruction progressive de la structure s'accompagne de variations des principales propriétés physiques : densité, dureté, réfringence et biréfringence" (CHESSEX et VUAGNAT — 1961).

La détermination de ce minéral a été effectuée par des diffractogrammes de rayons X. Cette méthode a nécessité plusieurs essais en raison de l'effondrement avancé du réseau cristallin (métamictisation) qui n'a pu être caractérisé que par des raies peu nombreuses, étalées, de faible intensité mais dont la position est néanmoins déterminante.

Ces mesures confirment la particularité de certains minéraux métamictes (en particulier l'allanite) de présenter en lame mince une biréfringence encore appréciable alors que le réseau cristallin est entièrement détruit (BERMAN — 1955 ; PELLAS — 1962 a et b).

Une étude chimique semi-quantitative à la microsonde électronique a permis de déceler, en plus des éléments majeurs (Si, Al, Ca, Fe, Ce), par ordre d'importance quantitative décroissante : La, Mn, Ti, Th, Nd, Pr, Sm (Y à l'état de traces). Cette analyse qui confirme la composition chimique d'une allanite quant aux éléments majeurs, ne peut être vis à vis des éléments mineurs qu'une indication car cette composition peut varier sensiblement d'un cristal à l'autre au sein d'une même lame mince. Ces variations sont encore plus sensibles pour les radioéléments qui, fréquemment, n'appartiennent pas au réseau de l'allanite mais sont concentrés dans des inclusions (ex : thorite) (PELLAS — 1962 a).

Il est fréquent d'observer autour des cristaux d'allanite métamictite un réseau divergent de craquelures affectant la trame quartzo-feldspathique (photo 47, pl. 16). Cette fracturation de la roche est due à l'augmentation de volume du cristal lors de la métamictisation. Cette dilatation linéaire a été mesurée par UEDA (1957), elle varie suivant la composition de l'allanite mais peut atteindre plus de 2 %.

Les effets de la radioactivité influant directement sur les propriétés physiques du minéral, sont mesurables (dimension de la maille, biréfringence, densité, etc ...). Ils dépendent de deux facteurs : l'activité radiogénique au sein du minéral et le temps pendant lequel cette activité s'est exercée. L'activité radiogénique est mesurable (comptage) ; on peut donc théoriquement calculer le temps écoulé depuis la cristallisation du minéral (donc l'âge absolu de la paragenèse, sinon de la roche). Cette méthode de datation préconisée par HOLLAND et KULP (1950), et reprise par plusieurs auteurs (CHESSEX et VUAGNAT — 1961 ; PELLAS — 1962 a-b, etc ...) a donné des résultats concordant avec ceux trouvés par des méthodes plus classiques, mais pour des roches supposées anciennes (âge > 500 MA). Elle est toutefois limitée, voire inexacte. Car dans tous les cas, l'âge trouvé est un âge minimum, les structures des minéraux complètement métamictes n'évoluant plus, ce qui, pour une radioactivité moyenne, correspond à un âge d'environ 400 MA (PELLAS — 1962 a-b).

D'autre part, il faut être assuré que la roche n'est pas polymétamorphique, auquel cas, ou bien on date le dernier métamorphisme, si celui-ci provoque une cicatrisation totale du minéral métamictite, ou alors, si la cicatrication

est partielle, la mesure n'a plus de sens (1). Une telle datation n'a pas été entreprise en Haut-Allier, car la série est polymétamorphique (FORESTIER - 1961) et rien n'indique que l'âge réel de l'allanite corresponde à celui de la paragenèse granulitique.

L'allanite ne présente aucune association particulière avec les autres minéraux de la roche, rien ne laisse supposer qu'elle dérive partiellement de la biotite, comme cela a été décrit par HICKLING et al. (1970), dans le Colorado. Rappelons simplement qu'elle confirme une richesse particulière de ces roches en terres rares et que, lorsque l'allanite est présente, la monazite n'a pas été décelée (p. 48).

IV-4-2-3 Zircon

Dans les roches non affectées par la mobilisation, le zircon a le même aspect que celui des gneiss khondalito-kinzigitiques et des granulites rubanées. Dans le cas contraire, la population de ce minéral n'est plus homogène. Par exemple, dans l'échantillon HAM 8, les individus sont subautomorphes à arrondis, jaune moyen à jaune beige, parfois incolores. Les inclusions sont nombreuses. Peu zonés dans l'ensemble, certains cristaux ont un cœur sombre et arrondi et une périphérie limpide, parfois craquelée, subautomorphe.

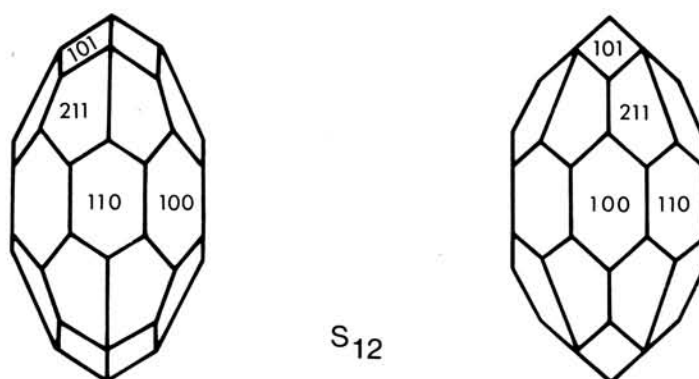
La typologie (PUPIN et TURCO - 1972 a) met en évidence deux familles morphologiques : sous-types S4-S5-S7 (fig.7) analogues à ce qui a été décrit précédemment dans les roches à silicates d'alumine, et les sous-types S12 et S13 (fig.13) qui sont fréquents dans les migmatites (PUPIN et TURCO - 1972 c). Il y aurait donc deux générations de zircon, l'une correspondant à une cristallisation dans le faciès granulite, l'autre à une néocristallisation dans des conditions de migmatisation. L'aspect zoné de certains individus pourrait correspondre à ces deux générations (photo 46, pl.16).

La biréfringence de certains de ces cristaux (les plus anciens ?) est exceptionnellement basse (premier ordre), d'autre part, les craquelures qu'ils provoquent à leur périphérie immédiate font penser qu'ils sont peut-être métamictes (KRESTEN - 1970).

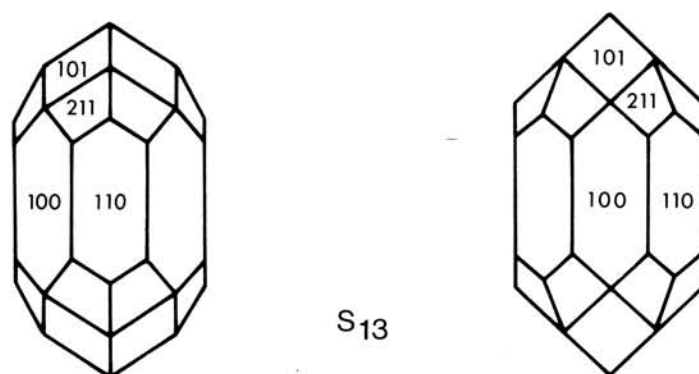
IV-4-2-4 Apatite

Ce minéral se présente généralement en plages trapues et limpides, sa réfringence mesurée sur cristaux isolés en fait une fluorapatite. Dans certains échantillons, les cristaux sont nuageux, piquetés de particules sombres non déterminées, parfois concentrées au cœur du cristal et donnant au minéral un léger pléochroïsme dans les bruns. Cet aspect "nuageux" des minéraux

(1) Une cicatrisation à 50 % est obtenue par chauffage de quelques heures à 400°C (LIMA DE FARIA - 1968).



prisme : $(100) = (110)$
pyramide : $(101) < (211)$



prisme : $(100) = (110)$
pyramide : $(101) = (211)$

Fig. 13. – Typologie des zircons de granulites migmatisées d'après PUPIN et TURCO (1972a) (pl. II).

n'est pas fréquent et en ce qui concerne l'apatite, il semble restreint aux roches du faciès granulite (LACROIX - 1889, POLDERVAART - 1961, BOSE - 1961, etc... in LASNIER - 1970 ; LASNIER, LEYRELOUP et MARCHAND - 1973 ; DELANOE, GALENNE et MARCHAND - 1974).

IV-4-2-5 Minerais

Ils sont constants mais peu abondants. Lors de la séparation des minéraux de ces roches, seuls magnétite et pyrite ont été identifiés aux rayons X.

IV-4-2-6 Amphibole

C'est un minéral rare dans les "granulites sans silicates d'alumine" sensu stricto, mais il apparaît parfois en minces niveaux au voisinage de formations amphiboliques plus importantes. Sa nature exacte n'a pas été déterminée mais son pléochroïsme dans les jaune-pâle à brun vert pourrait la faire rattacher à la famille des hornblendes pargasitiques (LEAKE - 1968).

IV-4-2-7 Pyroxène

Le pyroxène est exceptionnel dans l'ensemble des roches granulitiques acides du Haut-Allier, mais dans certains niveaux (HAm 8 - HAm 16) des plages d'un minéral aux propriétés optiques ambiguës ont été observées. Il s'agit d'un clinopyroxène de couleur beige en grains, légèrement pléochroïque en lames minces (brun pâle à blanc verdâtre), ayant sur plus de 50 % des sections observées une extinction droite par rapport à un clivage (100) fin souligné par des inclusions opaques. Sa biréfringence est faible (début du premier ordre) et ses indices de réfraction mesurés par comparaison aux liqueurs d'indices, sont les suivants :

$$\begin{aligned} N_g &= 1,705 \pm 0,003 \\ N_m &= 1,686 \pm 0,002 \\ N_p &= 1,683 \pm 0,002 \end{aligned}$$

Ce même minéral a été retrouvé par la suite en plus grande abondance dans des plagio-pyrogarnites en voie d'amphibolitisation (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND - en préparation). Une séparation des minéraux de cette roche a été effectuée ; elle a permis de faire un diffractogramme X sur ce minéral ainsi qu'une analyse chimique. Le réseau cristallin de ce pyroxène est celui d'un CPx et l'analyse révèle 18 % de CaO. Il s'agit donc d'une augite à propriétés optiques particulières. La répartition du calcium au sein du réseau a été étudiée à la microsonde électronique : celle-ci est apparemment désordonnée (1).

(1) Une détermination comme celle-ci met en garde contre certaines identifications hâtives qui ne s'appuient que sur des caractères optiques parfois trompeurs.

Il ne serait pas exclu que ces grains isolés de pyroxène soient les reliques dispersées d'un mince niveau de plagiopyroxène, au sein de granulites sans silicates d'alumine.

IV-4-2-8 Minéraux titanés

Le rutile est exceptionnel dans ces roches ; il n'a été décelé qu'en rares grains au sein des cristaux de grenat. Plus fréquente est la présence du sphène, toujours lié aux niveaux à amphibole. Il peut se transformer en un minéral opaque attribué à de l'ilménite.

IV-4-3 MINÉRAUX SECONDAIRES

La notion de minéral secondaire est difficilement contrôlable dans ce type de roche ; elle ne peut englober d'une façon certaine que les minéraux manifestement tardifs comme la chlorite qui apparaît aux dépens du grenat et de la biotite, et le mica blanc dont on observe quelques paillettes provenant de la déferritisation de la biotite.

IV-5 CHIMISME

Cinq granulites sans silicates d'alumine ont été analysées. Elles ont été choisies parce qu'avec des paragenèses identiques, elles correspondent à cinq aspects macroscopiques légèrement différents (Tab. VI) :

- 33 – granulite de couleur cassonade à grenat (2 à 3 %) et à biotite accessoire (≈ 1 %) régulièrement répartie au sein de la roche (HAM 16f) – Chantel (43) ;
- 34 – granulite blanche à grenat (≈ 2 %), à quartz en plaquettes abondant, sans biotite (HAM 23h). "Le Merle" près de Cerzat du Dragon (43) ;
- 35 – granulite blanche à grenat (2 à 3 %), à quartz en plaquettes et biotite accessoire (≈ 1 %) concentrée en taches polycristallines dans le plan de foliation (HAM 1x) – Chantel (43) ;
- 36 – granulite blanche plus riche en grenat (≈ 5 %), à biotite accessoire (< 1 %) régulièrement répartie au sein de la roche (HAM 60c) – Peygerolles (43) ;
- 37 – granulite grise à grenat et biotite, légèrement mobilisée, à texture parfois nébulitique (amphibole et clinopyroxène en très faible pourcentage) (HAM 8) – Chantel (43).

- TABLEAU VI -

Composition chimique des granulites sans silicates d'alumine

	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	75,86	76,24	76,75	77,03	72,68	67,35	65,50
Al ₂ O ₃	12,85	12,59	12,73	12,35	13,01	15,05	14,95
Fe ₂ O ₃	1,10	0,61	0,67	1,02	0,74	1,17	1,55
FeO	0,42	0,82	0,42	1,24	2,94	3,17	4,30
MnO	0,02	0,02	tr.	0,03	0,04	0,03	0,10
MgO	tr.	0,25	0,28	0,33	0,80	1,81	1,65
CaO	1,40	0,61	0,56	2,29	3,45	2,45	2,20
Na ₂ O	3,41	3,20	2,81	2,78	2,75	2,36	3,25
K ₂ O	4,20	4,87	5,90	2,70	2,70	4,60	3,80
TiO ₂	tr.	tr.	tr.	tr.	0,37	0,22	0,90
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,07	0,08	0,10	0,20	0,10
Cr ₂ O ₃	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.	-
NiO	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.	-
p. f.	0,18	0,18	0,25	-	0,32	0,42	-
H ₂ O ⁺	0,14	0,16	0,13	0,32	} 0,60	0,83	1,25
H ₂ O ⁻	0,08	0,15	0,06	0,08		0,28	0,10
TOTAL	99,70	99,74	100,63	100,25	100,50	99,94	99,65
Apatite	0,10	0,10	0,17	0,20	0,23	0,33	0,23
Ilménite	-	-	-	-	0,70	0,46	1,70
Orthose	24,85	28,80	34,92	15,96	15,96	27,24	22,46
Albite	28,82	27,04	23,74	23,47	23,21	19,91	27,46
Anorthite	6,70	2,78	2,36	10,87	11,26	12,23	10,34
Corindon	0,22	1,02	0,84	0,87	1,43	1,84	1,59
Magnétite	1,41	0,88	0,97	1,48	1,07	1,62	2,25
Hématite	0,13	-	-	-	-	-	-
Diopside	[Ca.....	-	-	-	-	-	-
	[Mg.....	-	-	-	-	-	-
	[Fe.....	-	-	-	-	-	-
Hypersthène	[Mg.....	0,62	0,70	0,82	2,00	4,50	4,12
	[Fe.....	1,04	0,21	1,48	4,25	4,36	5,31
Olivine	[Mg.....	-	-	-	-	-	-
	[Fe.....	-	-	-	-	-	-
Quartz	37,07	36,94	36,30	44,71	38,39	26,64	22,75

- LEGENDE -

- 33 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 16f) - Chantel (43) - n° 345
34 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 23h) - "Le Merle" (43) - n° 346
35 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 1x) - Chantel (43) - n° 282
36 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 60c) - Peygerolle (43) - n° 449
37 - Granulite sans silicates d'alumine - légèrement mobilisée - (HAM 8) - Chantel (43) - n° 87
38 - Granulite s.s. à grenat, sans silicates d'alumine (B. 32) - Bournac (43) - n° 151
in LEYRELOUP (1973) Tab. 6, an. 2.
39 - "Leptynite à biotite". N. de Montgon - an. n° 1099 - in FORESTIER (1961)
An. n° 4, p. 564.

Analyste : J. Naulet - Nantes.

L'examen de ces analyses chimiques conduit à plusieurs constatations :

- teneur en silice forte,
- pourcentage d'alumine moyen mais constant dans tout cet ensemble lithologique,
- prédominance du potassium dans les roches les plus pauvres en grenat (33), (34), (35),
- hypersthène virtuel, exprimé à l'exception de la roche (HAm 16f) plus riche en fer trivalent,
- particularisme chimique de la roche (HAm 8) à aspect mobilisé (37).

■■■■■■■■■■

— PLANCHE 14 —

.....

GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Aspect macroscopique

.....

Photo 40 Granulite sans silicates d'alumine, sans biotite à grenat.
(Section polie et vernie).

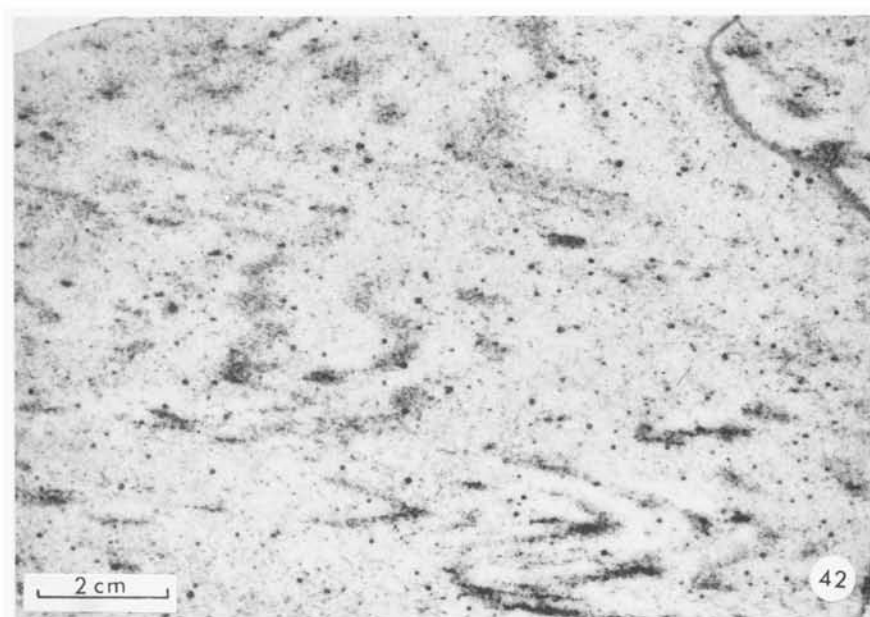
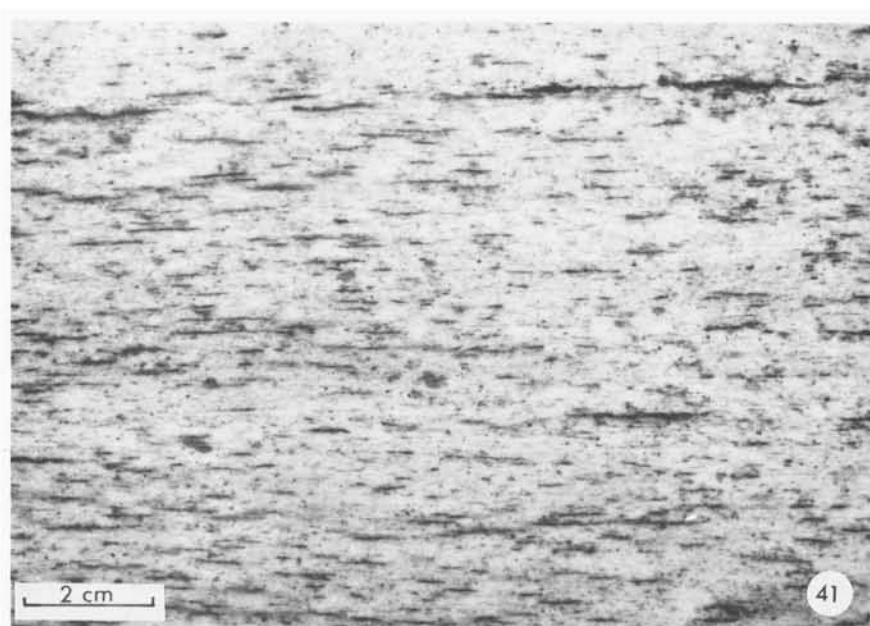
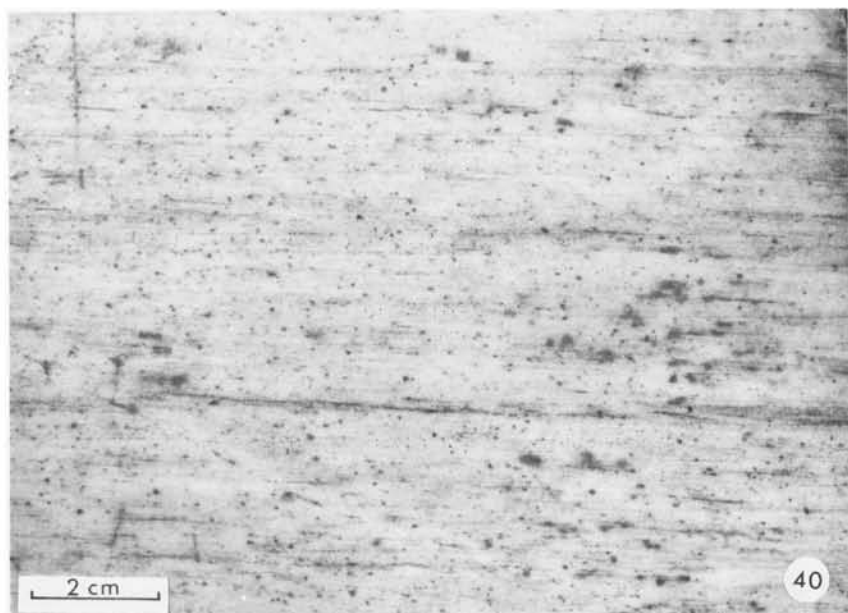
— Le Merle — HAm 23 h —

Photo 41 Granulite sans silicates d'alumine, à grenat et biotite accessoire
en plages polycristallines aplaties dans le plan de foliation.
(Section polie et vernie perpendiculaire au plan de foliation, pa-
rallèle à la linéation).

— Chantel — HAm 1 c —

Photo 42 Granulite sans silicates d'alumine, à grenat et biotite accessoires
soulignant d'anciens plis isoclinaux voilés par la recristallisation
de la trame quartzofeldspathique.
(Section polie et vernie).

— Chantel — HA 210 F —



— PLANCHE 15 —

.....

GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Minéralogie

.....

Photo 43 Structure granoblastique à quartz en plaquettes (Plattenquarz).
(Nicols croisés).

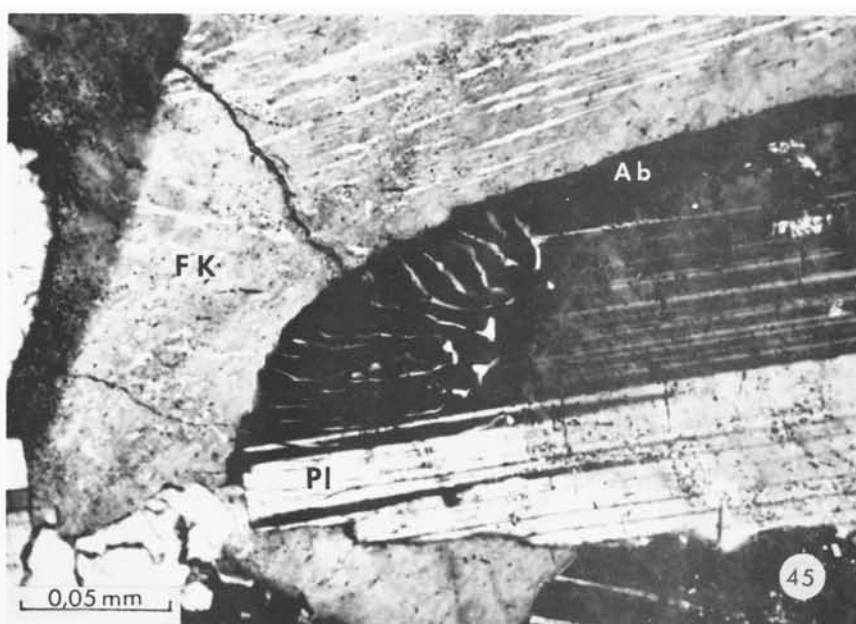
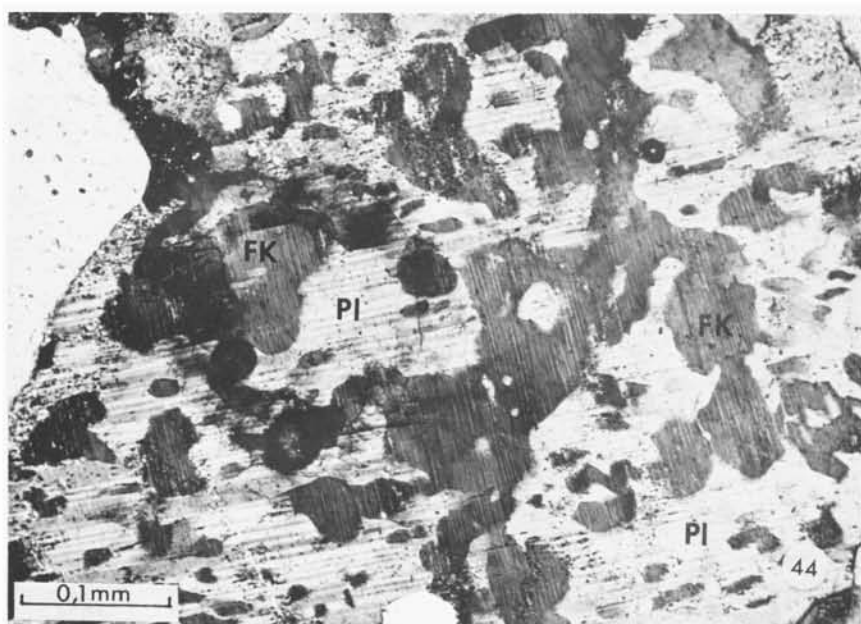
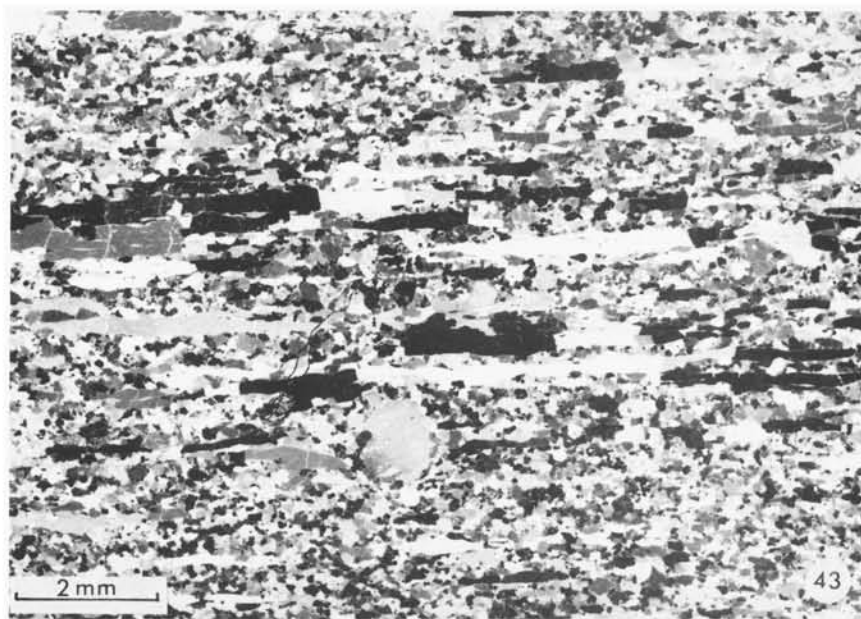
— Chantel — HAm 24 a —

Photo 44 Phénoclaste plagioclasique antiperthitique ; le plagioclase hôte (Pl),
finement maclé polysynthétiquement (loi de macle non déterminée),
est de l'anorthite (analyse à la microsonde électronique) ; les anti-
perthites (FK) de feldspath potassique sont elles-mêmes perthitiques.
(Nicols croisés).

— Le Merle près de Cerzat du Dragon — HAm 23 c —

Photo 45 Au contact entre plagioclase (oligoclase) (Pl) et orthose perthitique
(FK) se développe un bourgeon myrmékytique et un liseré de plagio-
clase acide (albite) (Ab).
(Nicols croisés).

— Chantel — HAm 8 —



— PLANCHE 16 —

.....

GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Minéralogie (suite)

.....

- Photo 46 Zircon zoné ; le cœur du cristal (C) présente une biréfringence inférieure à celle de la périphérie, ce qui traduit un début de métamictisation de l'individu le plus ancien.
(Nicols croisés).

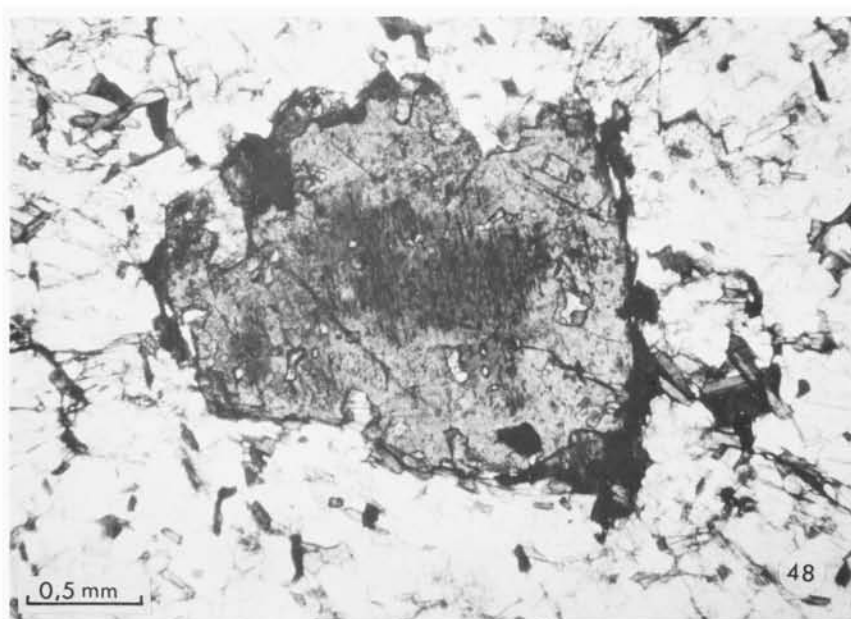
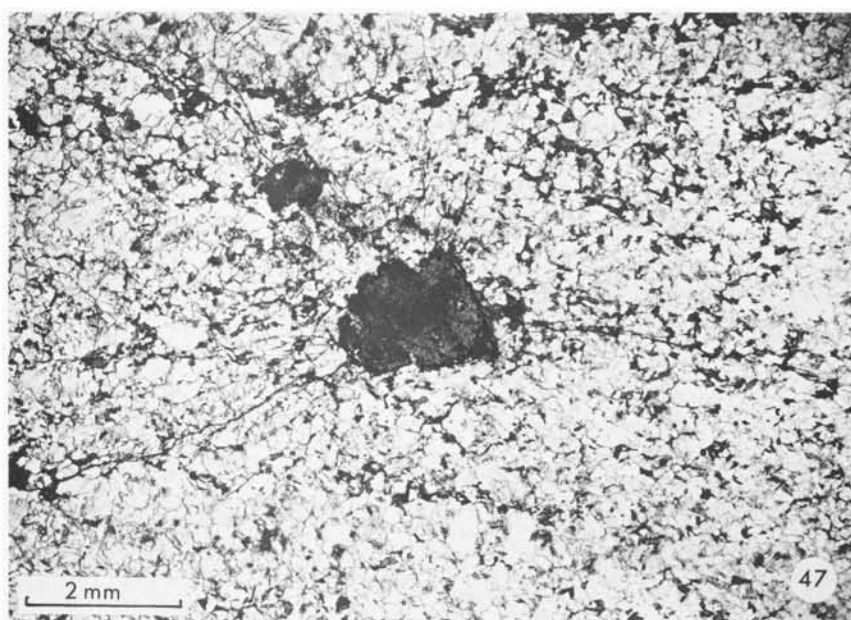
— Chantel — HAm 8 —

- Photo 47 Cristal d'allanite en voie de métamictisation ; l'augmentation de volume due à ce phénomène provoque l'ouverture d'un réseau de fractures rayonnantes.
(Lumière naturelle).

— Chantel — HAm 16 d —

- Photo 48 Cristal d'allanite en voie de métamictisation (détail de la photo 47) ; le cœur du cristal est riche en inclusions orientées de minéraux opaques (thorite ?).
(Lumière naturelle).

— Chantel — HAm 16 d —



— PLANCHE 17 —

.....

GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Action de la tectonique

.....

Photo 49 Biotite en taches polycristallines déterminant une linéation nette.
(Surface de débit parallèle au plan de foliation).

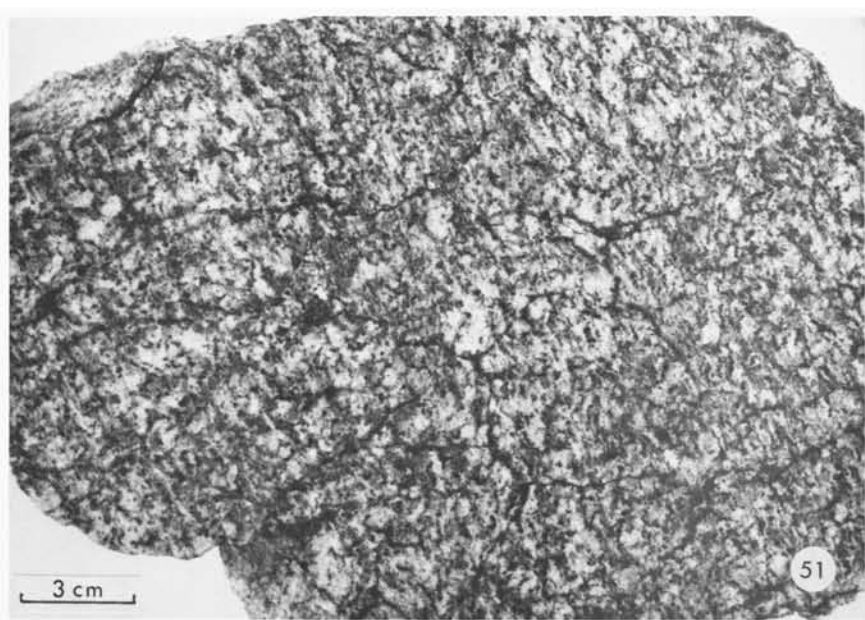
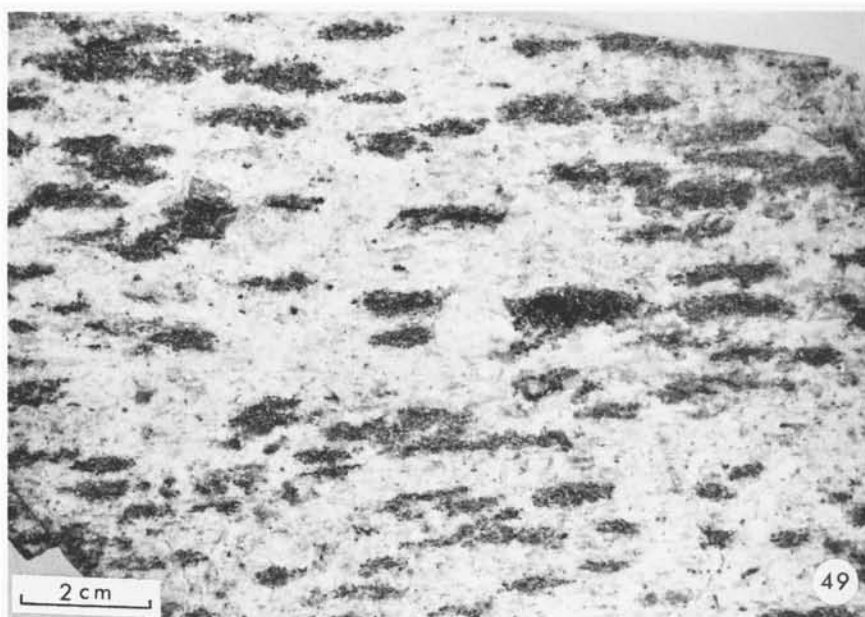
— Chantel — HAm 1 x —

Photo 50 Granulite sans silicates d'alumine dans laquelle la linéation très accentuée est soulignée par la biotite.
(Surface de débit parallèle à la linéation).
Débit "en crayons".

— Cerzat du Dragon — HAm 60 m —

Photo 51 Même échantillon que celui représenté sur la photo 50 ; la vue d'un plan perpendiculaire à la linéation montre l'absence de plan de foliation.
(Section polie et vernie).

— Cerzat du Dragon — HAm 60 m —



CHAPITRE V

LES ROCHES GRANULITIKUES HYBRIDES

Les roches ici décrites ont une importance volumétrique restreinte au sein de la série granulitique du Haut-Allier. Leur présence met en évidence l'association intime et hétérogénéité à l'échelle de l'échantillon et même de la lame mince, de domaines à paragenèse basique (CPx, grenat, etc...) avec d'autres beaucoup plus acides (quartz, oligoclase, feldspath potassique, etc...).

Dans ce groupe de roches on distingue trois types, selon les rapports géométriques réciproques des formations acides et des formations basiques :

- contact entre septum acide et septum basique,
- niveaux basiques dispersés au sein d'un ensemble acide,
- niveaux acides dispersés au sein d'un ensemble basique.

V-1 ROCHES DE TRANSITION ENTRE GRANULITES ET PYRIGARNITES

Lorsque des septa de pyrigarnite (VOGEL - 1967) sont inclus au sein de granulites, les contacts entre la roche basique et la roche acide sont rarement tranchés. Il existe une zone de "transition" constituée d'une alternance de niveaux centimétriques, à limites diffuses et récurrences fréquentes, dans lesquels on distingue trois types lithologiques :

- granulites claires,
- pyrigarnites,
- roches ayant un aspect et une composition minéralogique intermédiaire entre les deux précédents.

V-1-1 LES GRANULITES CLAIRES

Ce sont les roches qui ont été décrites aux chapitres précédents et le plus souvent des granulites sans silicates d'alumine car les gisements de pyrigarnite ayant la plus grande extension leur sont associés dans cette région.

V-1-2 LES PYRIGARNITES

Ce sont des roches basiques dont l'étude sera développée ultérieurement (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND, en préparation) ; elles sont formées initialement d'un clinopyroxène non jadéitique, de grenat (almandin-pyrope), de quartz facultatif, de rutile, etc ... Certains échantillons semblent receler un plagioclase non réactionnel dont l'origine est encore discutée. L'ensemble de ces caractères souligne l'affinité des pyrigarnites avec les éclogites.

Ces roches gardent souvent l'empreinte d'un épisode métamorphique granulitique de "basse pression" donc rétrograde, responsable du développement d'auréoles réactionnelles d'hypersthène et de plagioclase entre grenat (ou parfois clinopyroxène) et quartz ; c'est une réaction semblable à celle décrite par DE WAARD (1965) dans les Adirondacks. La biotite peut être présente, elle est dans ce cas, antérieure à l'hypersthène qui l'entoure au contact du quartz.

Un développement de hornblende pargasitique brune reflète une étape transitoire entre faciès granulite et faciès amphibolite tandis que l'apparition d'amphibole verte (1) associée à une tectonisation tardive caractérise la rétro-morphose de ces roches en "amphibolites banalisées".

V-1-3 ECHANTILLONS DE COMPOSITION INTERMEDIAIRE (HAm 60 f - HAm 62 b)

Ce sont des niveaux à foliation nette, formés d'une matrice quartzo-feldspathique de teinte grise ponctuée de taches lenticulaires brunes de minéraux ferromagnésiens. L'abondance de ces minéraux varie suivant les niveaux.

En lame mince, l'hétérogénéité de la roche est encore perceptible, bien que, dans le détail, les limites entre les différents domaines ne soient pas tranchées (photo 52, pl. 18).

Le quartz est le minéral le plus abondant. Il se présente en grains équants (0,1 mm) mais surtout en plaquettes polycristallines millimétriques disposées en niveaux leucocrates qui alternent avec les lits riches en feldspaths et minéraux ferromagnésiens.

(1) Les relations entre la couleur de l'amphibole (hornblende s.l.) et le degré de métamorphisme correspondant à ce minéral ont été soulignées par de nombreux auteurs (SHIDO et MIYASHIRO-1959 ; BARD-1970 ; LASNIER-1970 ; HUBREJTSE-1973, etc ...). La couleur brune correspond aux conditions thermodynamiques les plus rigoureuses (faciès granulite) tandis que les hornblendes du faciès amphibolite sont généralement vertes. Cette évolution de la couleur semble liée à de faibles différences chimiques telles que de moindres pourcentages de Ti, Fe, Al, etc ..., dans le faciès amphibolite.

Le plagioclase (An 30% environ) est le feldspath dominant sinon unique (1) dans ce type de roche. Suivant ses relations avec les autres minéraux, on serait tenté d'en distinguer deux générations : la plus ancienne qui constituerait, associée au quartz, la trame quartzofeldspathique et une seconde, réactionnelle, associée aux pyroxènes secondaires entre le grenat et le quartz. Pratiquement, la distinction n'est pas aisée, tous les cristaux de plagioclase semblent présenter optiquement la même basicité et le même habitus (grains équiaxes de taille moyenne : 0,1 mm environ).

Les minéraux ferromagnésiens sont nombreux, variés et peuvent être attribués à plusieurs paragenèses successives :

- une association granulitique de haute température et forte pression représentée par le grenat (almandin - pyrope, riche en grossulaire), un clinopyroxène I aux propriétés optiques équivoques ("pseudo-OPx" décrit au chapitre IV, p. 104) et la biotite ;

- une paragenèse granulitique de haute température et de pression moyenne (évolution rétro-morphique caractérisée par une baisse de pression à température constante) dans laquelle apparaît l'hypersthène, le CPx II (associés au plagioclase II ?), par réaction du grenat ou du CPx I avec le quartz. L'hypersthène prend aussi naissance aux dépens de la biotite lorsque ce mica se trouve au contact de plages quartziques ; simultanément, dans des conditions correspondant à la limite des faciès granulite et amphibolite, se développent de grands cristaux pœcilitiques de hornblende brune ferrifère à tendance pargasitique ;

- une association de basse température et basse pression dans laquelle apparaît la hornblende verte qui se développe indifféremment aux dépens du CPx I, CPx II et de la hornblende brune, cette transformation est de type "ouraltique".

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les minéraux titanés. Ces derniers sont représentés "initialement" par le rutile que l'on retrouve fréquemment au cœur de prismes automorphes de sphène contemporains de l'amphibole brune. Dans le faciès amphibolite, le sphène est "épigénisé" par des vermicules de "minerai" opaque attribués à de l'ilménite.

V-1-4 HYPOTHESES GENETIQUES

L'origine de ces échantillons de composition intermédiaire peut être envisagée sous deux aspects :

- les roches en présence (granulite acide et pyrigarnite) sont paradérivées et la zone de transition reflète le changement progressif de la nature du sédiment. Cette hypothèse est peu vraisemblable car elle va à l'encontre de ce que l'on imagine sur l'origine des pyrigarnites (ortho) ;

(1) L'orthose mésoperthitique n'est présente que dans de rares niveaux.

— les roches en présence sont d'origine ortho (au moins pour le terme basique) et le contact diffus est le résultat d'une tectonisation anté ou syn-granulitique (épisode de haute température, forte pression) qui a dispersé le matériel basique au sein de la roche acide et vice versa ; l'épisode rétro-morphique dans le faciès de haute température prédominante s'est déroulé en climat statique comme en témoigne la non déformation des couronnes réactionnelles d'hypersthène et clinopyroxène II.

V-2 NIVEAUX BASIQUES DISPERSES AU SEIN D'UN ENSEMBLE ACIDE (HAM 14)

Près du hameau de Chantel, sur la rive droite de l'Allier (entre Vieille-Brioude et St-Ilpize), on observe des niveaux de quelques centimètres de puissance de roches résistant mieux à l'altération atmosphérique que les granulites mobilisées encaissantes. Ces roches de couleur brun clair à texture massive présentent une foliation marquée, concordante avec celle de l'encaissant.

L'observation en lame mince met en évidence l'hétérogénéité de ces niveaux. On y distingue, en effet, deux domaines :

— une matrice acide constituée de quartz en cristaux allongés à contours amiboïdes et à extinction onduleuse, d'oligoclase-andésine maclé polysynthétiquement, de phénoclastes antiperthitiques et de feldspath potassique en faible quantité ;

— des septa de roches basiques en forme d'amandes ou de fuseaux de taille au plus centimétrique ; ces enclaves, le plus souvent polycristallines et polyminérales, peuvent se dissocier, par dispersion tectonique, en traînées de monocristaux (xénocrists).

Ces amandes basiques sont disposées en chapelets aplatis dans le plan de foliation et y dessinent des lits millimétriques (photo 53, pl. 18). Les paragenèses sont constantes au sein d'un même lit mais peuvent varier de l'un à l'autre. Ceci permet de distinguer quatre types de roches basiques dispersées dans la trame acide et finement interlitées. Ces roches, connues à l'affleurement dans les environs immédiats de Chantel seront décrites plus en détail ultérieurement (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND — mémoire en préparation). Elles ne sont citées ici qu'à titre de présentation.

V-2-1 GRENATITE (HAM 30 - HA 179 a)

Le grenat est un almandin pyrope riche en grossulaire (de 25 à 30 %)(1) ; il constitue près de 50 % de la roche et il est associé au quartz, plagioclase (\approx An 35), biotite, hornblende brune et minéraux accessoires (principalement du sphène). Ces roches affleurent largement à Cerzat du Dragon.

(1) Leur composition moléculaire a été appréciée par report de leur maille et indice (points 16-17-18-19) sur les diagrammes de WINCHELL (1951) (fig. 11) et de SASTRI (1958) (fig. 12).

V-2-2 PYRIGARNITE

Roches déjà décrites ci-dessus, elles constituent les affleurements les plus étendus de roches basiques à paragenèse granulitique en Haut-Allier.

V-2-3 PYROXENITE A DIOPSIDE

Elles sont constituées d'un CPx primaire, vert clair (diopside) associé à du quartz, du grenat almandin riche en grossulaire (> 30 %) du plagioclase et localement du sphène. Ces roches semblent résulter de la transformation métamorphique d'un niveau calcique (cipolin) au contact d'une roche basique (pyrigarnite, amphibolite, etc ...). Dans les amandes dispersées au sein de granulite, une double couronne de plagioclase et de petits cristaux de CPx II apparaît autour du grenat et du CPx I lorsque ceux-ci sont en contact avec du quartz. L'orthopyroxène est absent. Bien que la roche soit affectée par la tectonisation et que ces "couronnes" tendent à être désagrégées, cette disposition ne semble pas fortuite. Il est peut-être possible d'envisager une réaction comparable à celle décrite par DE WAARD (1965) dans les pyrigarnites (photo 54, pl. 18) :



V-2-4 GNEISS CHARNOCKITIQUE

D'après la nomenclature adoptée dans ce mémoire, cette appellation correspond à une roche dont l'hypersthène "non réactionnel" ne paraît pas se former aux dépens du grenat et de la biotite. Cet orthopyroxène sans relation apparente avec d'autres minéraux se présente en amas fusiformes de plages échantées (photo 55, pl. 19) ; la paragenèse comprend aussi : clinopyroxène, biotite, plagioclase et quartz. La rareté et l'exigüité de ces niveaux n'ont permis qu'une détermination optique de l'OPx ; néanmoins, celui-ci se distingue nettement du CPx par la nature de ses produits d'altération : l'orthopyroxène s'entoure de produits ferrugineux caractéristiques. Cette roche à caractères charnockitiques est actuellement la seule de ce type, mise en évidence dans la série granulitique du Haut-Allier.

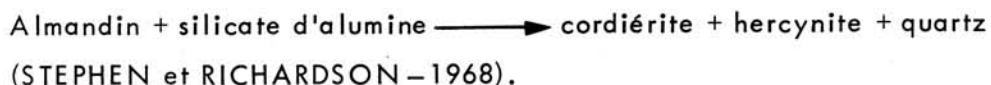
Ces roches ont nettement l'aspect de tectonites constituées d'une matrice acide déformée plus ou moins recristallisée, et de restites basiques à paragenèse granulitique. La dispersion est postérieure à l'apparition de l'hypersthène II et du CPx réactionnels. L'événement tectonique responsable est donc post-granulitique, mais certains échantillons tendent à montrer que cette tectonisation tardive ne fait que reprendre et accentuer un phénomène déjà amorcé lors d'une phase tectonique antérieure (anté ou syngranulitique).

V-3 NIVEAUX ACIDES DISPERSES AU SEIN D'UN ENSEMBLE BASIQUE (HA 290)

On connaît des éclogites à disthène, certaines ont d'ailleurs été signalées en Haut-Allier (FORESTIER et al. - 1974). Etant donnée la ressemblance des pyrigarnites avec les éclogites, il n'était pas inattendu d'observer ce minéral dans les pyrigarnites. Certains échantillons de ces roches recèlent effectivement du disthène dont les cristaux sont répartis dans des plans privilégiés.

L'origine de ce disthène fut élucidée par la découverte de restites bien conservées. En effet, le sciage d'un échantillon (HA 290) de plusieurs kilos découvert à un kilomètre au sud de St-Hilaire-sur-Auzon a permis de mettre en évidence une lentille laminée au sein de la pyrigarnite (photo 56, pl. 19). Ce petit septum d'une dizaine de centimètres de long sur quelques centimètres d'épaisseur est essentiellement constitué d'oligoclase antiperthitique, disthène, almandin, rutile et quartz (photo 57, pl. 19). Le feldspath potassique semble absent mais il a été trouvé (mésoperthite) dans des "enclaves" semblables dans les "pyrigarnites à disthène" de l'Hermet (commune de St-Privat-du-Dragon).

Cette roche à disthène correspond à une relique de granulite pauvre en minéraux ferromagnésiens. La dispersion de ces niveaux de granulite au sein de l'ensemble basique correspond à un épisode tectonique contemporain du métamorphisme de faciès granulite (haute température, forte pression) ou postérieur; l'observation d'auréoles réactionnelles rétro-morphiques non déformées permet de l'affirmer. En effet, seuls les cristaux de disthène situés en bordure d'un septum de granulite présentent une auréole symplectitique de spinelle et quartz. De plus, cette auréole n'apparaît qu'au bord des cristaux de disthène orienté vers la périphérie de l'enclave, c'est-à-dire au contact avec la pyrigarnite (riche en minéraux ferromagnésiens). Cette réaction déjà décrite au paragraphe II-4-1-4 (p. 41) caractérise un épisode métamorphique granulitique de haute température (pression moyenne).



Cet ensemble d'observations remet en question l'existence de pyrigarnites à disthène puisque, jusqu'à présent, le silicate d'alumine observé dans ces roches ne peut être attribué qu'à une dispersion tectonique de niveaux acides et alumineux dans une matrice pyrigarnitique.

V-4 CONCLUSIONS

L'existence de ces "roches hybrides", c'est-à-dire d'ensembles lithologiques hétérogènes à l'échelle de la lame mince permet de formuler plusieurs conclusions qui concernent l'ensemble des roches granulitiques étudiées :

1) La tectonique a joué un grand rôle dans les relations mutuelles des différentes unités lithologiques et la dispersion de celles-ci peut atteindre l'échelle de l'individu cristallin.

2) La notion de paragenèse et par conséquent la notion de "roche" doit être utilisée avec discernement.

3) Sans de grandes précautions, il est difficile d'effectuer un échantillonnage représentatif en vue d'une analyse chimique de la roche totale. Le chercheur se heurte à une alternative :

— n'analyser que des roches "pures", même à paragenèses successives, mais non hybrides,

— ou, dans des roches hybrides, se limiter à un domaine homogène, sachant que celui-ci peut se restreindre à quelques cristaux, ce qui rend le prélèvement impossible.

S'il peut être parfois aisé de déceler l'hétérogénéité d'un ensemble lithologique, du fait de la nature très différente de ses constituants (par exemple : nodules centimétriques de péridotites dans un gneiss mobilisé : HAM 101 — les Rochers de Lisoul —), cela devient plus délicat lorsque les minéraux des roches originelles sont compatibles avec une même paragenèse théorique (ex : grenat d'une grenatite dispersé dans une granulite). Un cas extrême a été observé à Cerzat du Dragon où des niveaux de granulite à disthène sont dispersés en amandes centimétriques au sein d'un banc de quartzite (HAM 64a).

■■■■■■■■■■

— PLANCHE 18 —

.....

ROCHES GRANULITIKUES HYBRIDES

.....

Photo 52 Roche de composition minéralogique intermédiaire entre granulite acide et pyrigarnite qui constitue une zone de transition à l'affleurement ; la trame est quartzo-feldspathique, les niveaux de minéraux ferromagnésiens sont constitués de grenat, CPx, amphibole brune, biotite, minerais.
(Lumière naturelle).

— Le Merle, près Cerzat du Dragon — HAm 62 d —

Photo 53 Amandes basiques dispersées dans une granulite sans silicates d'alumine riche en quartz.
(Lumière naturelle).

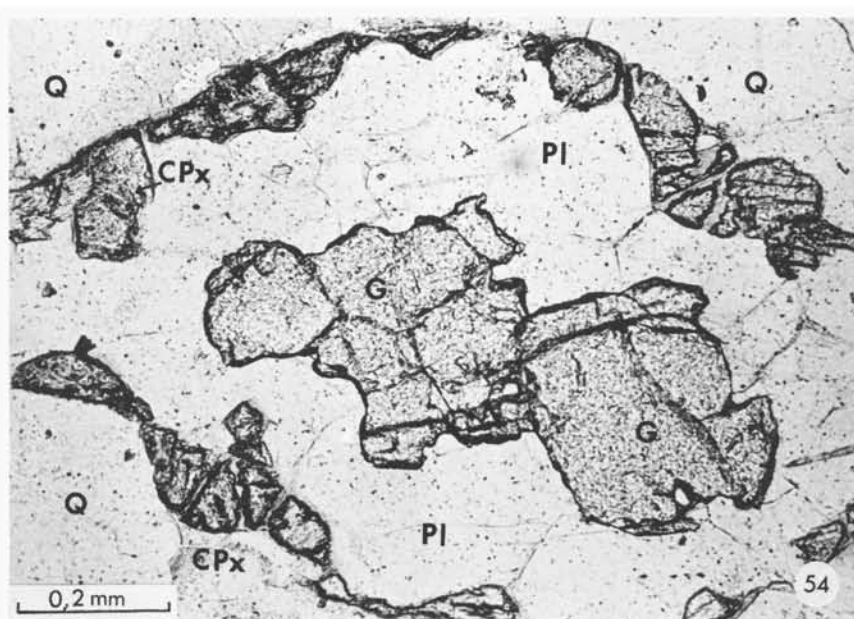
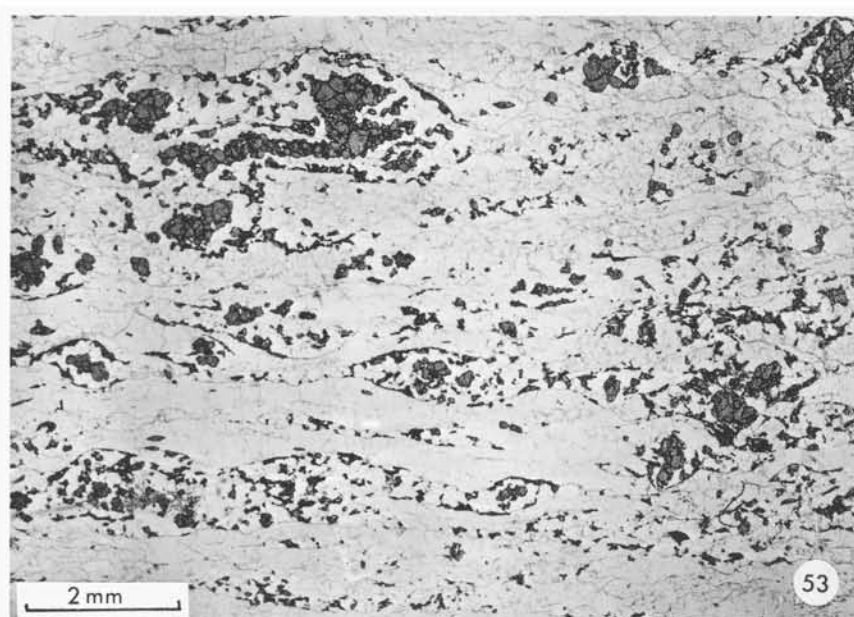
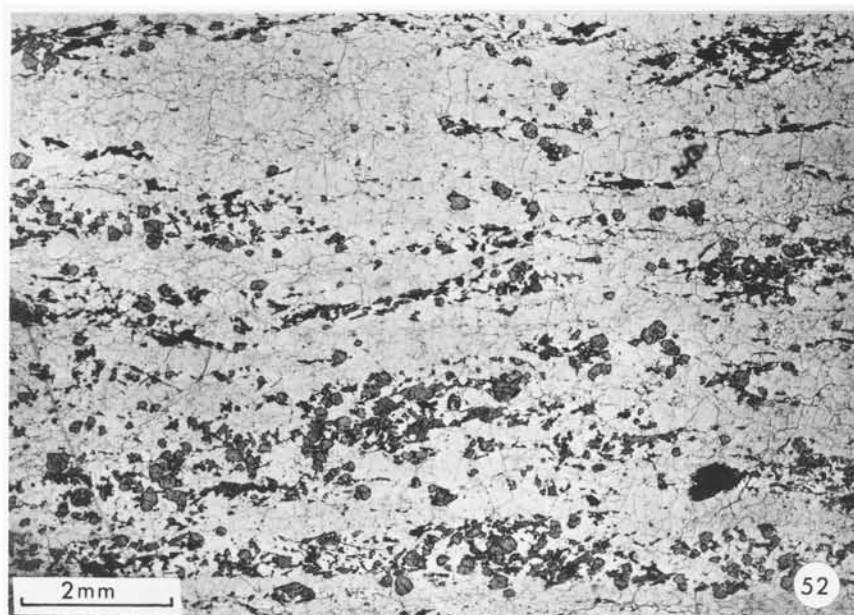
— Chantel — HAm 14 —

Photo 54 Détail d'une amande de la photo précédente (53) ; le grenat almandin (G), riche en grossulaire (> 30 %) est entouré de plagioclase (Pl) et de CPx ; la matrice étant essentiellement quartzique, la disposition coronitique observée pourrait être le résultat d'une réaction du type :

Grenat (riche en grossulaire) + quartz \longrightarrow plagioclase + CPx

(Lumière naturelle).

— Chantel — HAm 14 —



— PLANCHE 19 —

ROCHES GRANULITIKUES HYBRIDES (suite)

Photo 55 Orthopyroxène (OPx) en voie d'altération dans un septum basique dispersé dans une granulite acide.
(Lumière naturelle).

G : grenat — B : biotite

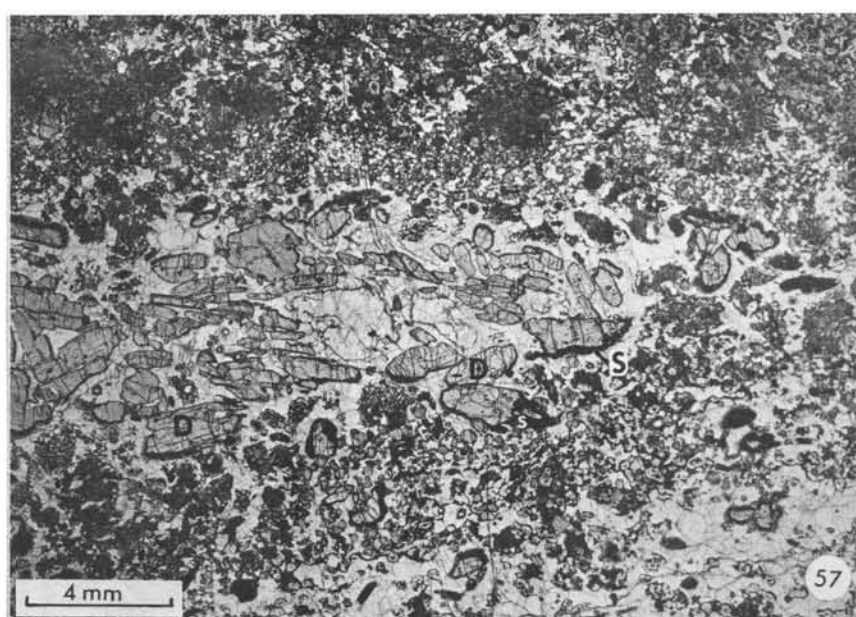
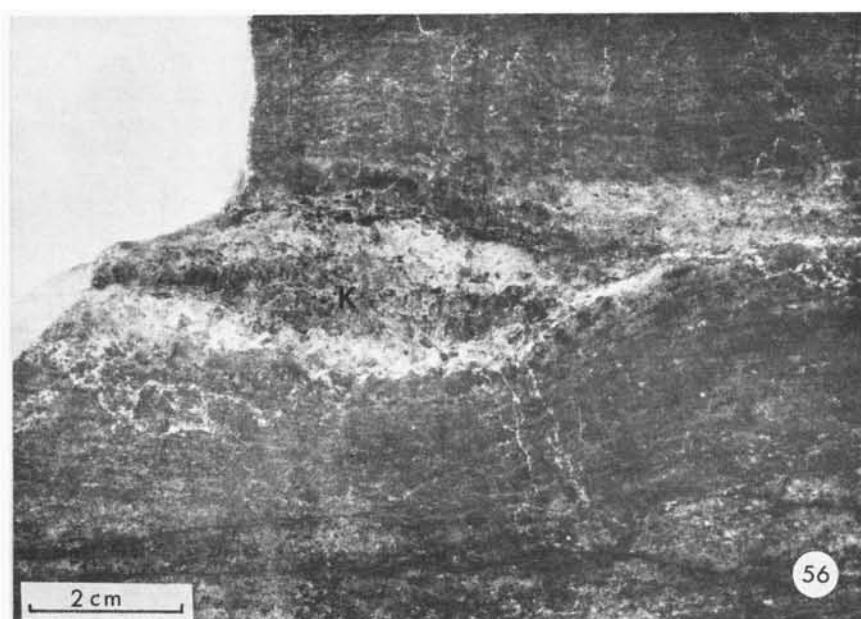
— Chantel — HAm 14 g —

Photo 56 Septum de kinzigite (K) au sein d'une pyrigarnite.
(Section polie et vernie)

— Sud de St Hilaire/Auzon — HA 290 F

Photo 57 Septum de kinzigite au sein d'une pyrigarnite, détail de la photo précédente (56) ; le disthène (D) de ce septum réagit à proximité des minéraux ferromagnésiens de la pyrigarnite pour donner du spinelle (S).
(Lumière naturelle).

— Sud de St Hilaire/Auzon — HA 290 F₂ —



CHAPITRE VI

CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES DU GROUPE KHONDALITO-KINZIGITIQUE

L'étude descriptive présentée au cours des chapitres précédents met en évidence l'existence de nombreux et importants septa de roches acides, d'aspect relictuel, au sein des gneiss à biotite et sillimanite et des migmatites du Haut-Allier.

Compte tenu du choix arbitraire et de l'étendue modeste des domaines étudiés, on peut raisonnablement penser que l'extension des roches granulitiques acides est beaucoup plus grande que nos investigations ont pu le montrer et qu'elle doit largement dépasser au sein du "noyau arverne" les limites du département de la Haute-Loire. Des indices permettent d'affirmer que ces roches existent dans la série de la Sioule, dans celle des Monts du Lyonnais et du Rouergue.

Si l'on met à part les roches tectonisées hybrides (chapitre V), les septa acides de cette série sont, soit :

- des gneiss khondalito-kinzigitiques à biotite et des granulites rubanées. Ce sont des roches alumineuses à silicates d'alumine exprimés, dans lesquelles les nombreuses réactions interminérales sont les témoins de variations des conditions thermodynamiques ;

- des granulites sans silicates d'alumine, pauvres en minéraux ferromagnésiens. Leur histoire ne peut être dévoilée qu'à travers l'étude délicate et parfois infructueuse des feldspaths, car ceux-ci sont le plus souvent affectés par des recristallisations successives.

La structure de l'ensemble de ces roches reflète une tectonisation intense qui n'a préservé que de rares témoins de la paragenèse primaire (phénoclastes et certains minéraux accessoires) au sein d'une matrice granuloblastique.

Comme le laissait prévoir la présence de phénoclastes, la minéralogie des roches du groupe khondalito-kinzigitique confirme son caractère polymétamorphique.

Les paragenèses observées sont caractéristiques du faciès granulite mais on peut distinguer :

- un premier assemblage dont les minéraux principaux sont : mésoperthite + antiperthite, \pm disthène \pm rutile, etc..., qui selon DE WAARD (1965-1971) est caractéristique du sous-faciès granulite à clinopyroxène-almandin (haute pression, haute température) ;

- un second assemblage caractérisé par l'apparition de sillimanite \pm spinelle \pm cordiérite + biotite II dans les roches alumineuses, et de biotite II \pm hornblende brune dans les granulites sans silicates d'alumine ; ces associations minérales correspondent soit au sous-faciès granulite à cordiérite-almandin-biotite si la cordiérite apparaît, soit au sous-faciès granulite à orthopyroxène-plagioclase-hornblende (DE WAARD - 1965-1971) s'il n'y a pas de cordiérite. Ces deux sous-faciès sont caractéristiques d'une température élevée et d'une pression moyenne.

L'évolution des paragenèses correspond donc à une rétro-morphose. Cette rétro-morphose, dans le faciès granulite de pression moyenne, débute par une phase dynamique intense qui ne préserve que peu de phénoclastes de l'assemblage antérieur (haute pression) tandis que l'ensemble de ces roches recristallise en une mosaïque granuloblastique. Les effets de cet épisode tectonique peuvent aussi se traduire par une dispersion de niveaux lithologiques au sein de roches de nature différente. Ce phénomène conduit à la limite à des "pseudo-paragenèses" hétérogènes tant acides que basiques dans lesquelles certains cristaux (disthène, etc...) sont des xénocrists. Dans ce cas, les notions de paragenèse et par conséquent la notion de roche doit être utilisée avec discernement. L'analyse chimique globale perd ici toute signification. Le réajustement des paragenèses dans le sous-faciès granulite à cordiérite ou à hornblende s'effectue en climat statique.

Outre la description de paragenèses non encore signalées à l'affleurement dans le Massif Central français, les échantillons du Haut-Allier permettent de suivre l'évolution rétro-morphique continue des silicates d'alumine et de mettre en évidence l'antériorité et le degré de métamorphisme plus intense du disthène par rapport à la sillimanite.

La minéralogie de ces différentes roches est qualitativement uniforme dans son ensemble, seule la présence ou l'absence de silicates d'alumine et de biotite permet de distinguer les types lithologiques précités.

Les minéraux constitutifs sont les suivants :

- quartz en grains équants qui recristallisent en tablettes polycristallines au cours du dernier épisode tectonique ayant affecté la série ;
- feldspath potassique mésoperthitique en cristaux plurimillimétriques relictuels (phénoclastes) et en petites plages (0,1 mm) ;

- plagioclase (oligoclase) en cristaux antiperthitiques plurimillimétriques (phénoclastes) à structure parfois complexe ("perthites d'antiperthites") et en petites plages (0,1 mm) ; une analyse qualitative effectuée à la microsonde électronique a montré que dans un échantillon de granulite sans silicates d'alumine, le plagioclase constituant un phénoclaste antiperthitique complexe est de l'anorthite ;
- grenat souvent globuleux mais parfois en "atoll", surtout dans les granulites sans silicates d'alumine ; c'est un almandin (65 %) riche en pyrope (30 %) dans les gneiss khondalito-kinzigitiques ; dans les granulites sans silicates d'alumine, la proportion moléculaire de pyrope est moindre (10 %), celle de grossulaire est plus élevée (10 %) ; ce minéral peut se déstabiliser au contact des silicates d'alumine et contribuer à former de la biotite, du spinelle et de la cordiérite lors des réactions rétro-morphiques ;
- biotite en proportion variable qui cristallise, soit en petits cristaux équants dispersés dans la trame quartzofeldspathique, soit en paillettes chemisant le grenat ; ce deuxième habitus paraît postérieur au premier ; dans certains échantillons de granulites sans silicates d'alumine, la concentration de la biotite en taches polycristallines laisse supposer une origine secondaire, à partir d'un ancien minéral (hypersthène ? biotite ?) ;
- silicates d'alumine abondants dans les gneiss khondalito-kinzigitiques et les granulites rubanées ; le plus commun d'entre eux est le disthène, c'est aussi le plus ancien ; il se déstabilise, in situ, en "formes intermédiaires" ("disth-sillimanite" - LEYRELOUP - 1973), sillimanite prismatique I, puis sillimanite prismatique II et enfin, tardivement, en fibrolite.

Certains cristaux métastables de disthène coexistent avec la sillimanite, ce qui peut être expliqué par une teneur relativement forte du disthène en Fe (1,65 %) (la courbe d'équilibre du disthène et de la sillimanite correspondant à une réaction univariante dans le cas de minéraux purs, devient un domaine divariant en présence d'une troisième phase (Fe_2SiO_5)). Dans les niveaux clairs des granulites rubanées, la déstabilisation du disthène conduit à sa pseudomorphose partielle en quartz et à l'apparition in situ ou dans la matrice quartzofeldspathique, sans nuclei visibles, de gerbes de sillimanite prismatique. Certains de ces prismes de sillimanite sont "creux", un minéral attribué à du quartz occupant leur cavité centrale. Cet habitus de la sillimanite semble indiquer que la croissance des gerbes de sillimanite s'est effectuée en milieu "fondu" (?) en utilisant l'aluminium de la phase fluide intergranulaire. Cet aluminium disponible provient d'une part de la déstabilisation du disthène en SiO_2 et Al_2O_3 , et d'autre part de la "désalcalinisation" localisée du feldspath. Ces processus sont à l'origine de l'apparition de nodules de sillimanite et quartz.

Les silicates d'alumine et en particulier le disthène, interviennent dans plusieurs types de réactions interminérales ; ils contribuent, avec les minéraux ferromagnésiens, à former de la biotite II, du spinelle, de la cordiérite.

– minéraux accessoires nombreux et variés :

- La richesse de cette série en Terres Rares (en particulier les terres cériques) est traduite dans les roches alumineuses par la présence de monazite tandis que c'est l'allanite (métamicté) que l'on trouve dans les granulites sans silicates d'alumine.
- L'apatite en phénoclastes ou en grains décimillimétriques est constante ; c'est une fluorapatite.
- Le zircon est universellement répandu dans ces roches ; il peut se présenter sous un habitus globuleux souvent décrit dans les séries charnockitiques.
- Le rutile en grains ou en aiguilles n'est abondant que dans les roches à silicates d'alumine.
- Le graphite est localisé dans les gneiss khondalito-kinzigitiques ; sa présence implique (selon FRENCH – 1966) une composition particulière de la phase fluide lors de sa cristallisation (proportion importante de CH_4 et CO_2), ce qui semble être confirmé par l'étude des inclusions fluides de ce type de roche.
- Le corindon est rare ; il n'a été observé que dans les échantillons d'un seul affleurement (Les Rochers de Lisoul) ; il se présente en grains au cœur des cristaux de disthène.

L'ensemble de ces minéraux constitue différents assemblages dérivant les uns des autres mais qui restent caractéristiques de conditions thermodynamiques du faciès granulite.

Par une suite de déstabilisations et de réactions interminérales successives, la rétro-morphose se poursuit dans le faciès amphibolite. C'est l'étude de cette évolution et celle des roches qui en résultent qui vont être abordées dans la deuxième partie de ce mémoire.

■■■■■■■■

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES DERIVÉES

ÉVOLUTION DE LA SÉRIE GRANULITIQUE

Les roches acides à paragenèses granulitiques ont été décrites d'un point de vue statique dans la première partie de ce mémoire. Il ressort de cette étude que les paragenèses granulitiques les plus récentes traduisent une rétro-morphose vers des conditions thermodynamiques se situant à la limite du faciès granulite de haute température et du faciès amphibolite.

Les roches métamorphiques acides affleurant dans toute cette région n'ont été décrites jusqu'à présent que sous les vocables de gneiss, de leptynites et de migmatites. Depuis l'étude régionale de FORESTIER (1961), tous les auteurs s'accordent avec lui pour souligner l'identité chimique des "gneiss à biotite et sillimanite" qui sont les "ectinites" les plus abondantes, avec les "anatexites schisteuses" à sillimanite dominante et les "anatexites grenues" à cordiérite dominante. De plus, à l'affleurement, les passages progressifs et continus entre gneiss à biotite et sillimanite, "anatexites schisteuses" et "anatexites grenues" à cordiérite ont conduit ces mêmes auteurs à voir dans ces transitions l'action d'une mobilisation de plus en plus intense, affectant une série originellement volcano-sédimentaire.

Notre propos, dans cette deuxième partie, n'est pas de reprendre l'étude de ces formations mésozonales, mais de montrer quelles sont les filiations qui existent entre les reliques catazonales découvertes et les roches les plus communément observées actuellement à l'affleurement. A cet effet, nous ne reprendrons que brièvement les résultats pétrographiques fournis par la littérature (FORESTIER — 1961 ; CHAILLOU — 1967 ; LEMOINE — 1967 ; SABATÉ — 1968 ; GOURGAUD — 1973) en les complétant par des observations personnelles, pour nous attacher à mettre en relief l'aspect évolutif, continu ou discontinu, des phénomènes qui ont affecté successivement la série granulitique initiale.

■■■■■■■■

CHAPITRE VII

GNEISS ET "MICASCHISTES"

Nous regroupons dans ce chapitre l'ensemble des roches cristallophylliennes non mobilisées présentant actuellement une paragenèse en équilibre avec le faciès amphibolite. Différents types de gneiss (gneiss à biotite et sillimanite, gneiss à biotite, gneiss à amphibole, gneiss leptynique, "micaschistes", etc...) existent ici associés à des amphibolites dont l'étude ne sera pas abordée.

VII-1 LES GNEISS A BIOTITE ET SILLIMANITE

VII-1-1 DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

Ce type lithologique constitue le cœur du synclinorium de Massiac ; il est plus rare à l'est dans les régions étudiées en détail (fig. 1, p.10), où il affleure en niveaux de puissance variable. Ces gneiss à biotite et sillimanite peuvent être associés soit à des gneiss khondalito-kinzigitiques, soit à des migmatites. Les contacts entre ces formations sont parfois progressifs (contact avec gneiss khondalito-kinzigitiques au nord d'Azérat) ; le plus souvent, l'apparition des gneiss à biotite et sillimanite semble liée à l'action locale de phénomènes tectoniques cisailants. En revanche, le passage de ces gneiss aux migmatites est toujours diffus.

Cette roche est nettement schisteuse, son grain est fin, sa cassure esquilleuse (photo 58, pl. 20). A l'affleurement, l'altération lui donne une teinte brun-rouille à violacé suivant l'abondance de la sillimanite. Aucune concentration de minéraux ferromagnésiens n'est décelable lorsqu'il n'y a pas mobilisation.

Au microscope, la structure est grano-lépidoblastique (photo 59, pl. 20).

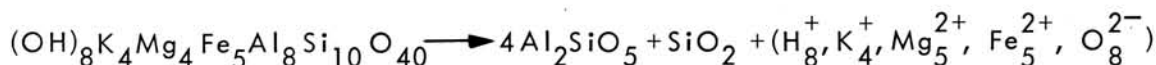
Le quartz est présent soit en plages étirées, à extinction roulante soulignant la foliation, soit en gouttelettes semblant corroder le plagioclase.

Le plagioclase est un oligoclase moyen souvent séricitisé, c'est le feldspath dominant.

Le feldspath potassique, fréquemment altéré, n'est généralement pas maclé, mais exceptionnellement, la périphérie de certains cristaux présente le moirage caractéristique du microcline maximum. Ce moirage reste une exception car un prélèvement statistique dans une poudre où coexistent quartz, oligoclase, feldspath potassique, suivi d'une étude diffractométrique, montre que l'indice de triclinicité est faible ($\Delta \simeq 20$), ce qui en fait une orthose. Des bourgeons myrmékites fréquents témoignent de la déstabilisation des feldspaths.

La biotite est abondante (souvent 30 % du volume de la roche) mais plus ou moins chloritisée selon les échantillons. Frais, ce minéral est brun-rouge. D'après la taille des paillettes, on peut, comme dans les gneiss khondalito-kinzigitiques, distinguer de petits cristaux "primaires" et de grandes paillettes postérieures plus ou moins déformées par la tectonisation. Ces grandes paillettes ne semblent pas toutes contemporaines, une majorité d'entre elles (non déformées (provenant vraisemblablement de la déstabilisation du grenat, pourrait être post-tectonique. La déstabilisation de ce mica se traduit par une chloritisation ou une déferritisation ; il apparaît alors sur les faces (001) un fin réseau d'aiguilles de rutile maclées sagénite.

Le type de sillimanite le plus abondant est la fibrolite. Elle est disséminée dans presque tous les autres minéraux, mais est le plus souvent concentrée en amas allongés. Elle est localement liée à la biotite (photo 60, pl. 20). Ce voisinage fréquemment décrit dans des roches semblables a conduit certains auteurs (AUTRAN et GUITARD - 1957, etc ...) à voir dans la fibrolite, une recristallisation in situ de biotite antérieure. Cette transformation se traduirait par l'équation suivante (CHINNER - 1961) :



Elle implique donc la formation, en quantité appréciable, d'une nouvelle génération de quartz et d'une certaine quantité de minéraux ferromagnésiens. On peut aussi envisager, lors d'une transformation partielle de la biotite, la formation de sillimanite et de microcline.

Aucun de ces néo-minéraux n'a été observé ; en revanche, les reliques de cristaux de disthène et de sillimanite prismatique sont fréquentes (photo 60, pl. 20). Il nous semble donc plus simple d'envisager comme CHINNER (1961, 1966), la cristallisation de la fibrolite à partir d'une phase fluide enrichie en aluminium par déstabilisation du disthène. Cette cristallisation s'effectue préférentiellement au contact des paillettes de biotite, soit par croissance simul-

tanée (néobiotite) soit par épitaxie (1). L'apparition de la fibrolite est d'autre part favorisée par des contraintes cisailantes (MACAUDIERE et TOURET-1969), ce qui est confirmé par l'observation des affleurements.

Comme dans les granulites rubanées, on observe dans les gneiss à biotite et sillimanite des niveaux, épais de plusieurs centaines de mètres, au sein desquels la sillimanite associée à du quartz forme des nodules centimétriques plus ou moins aplatis, blancs, à l'éclat soyeux, qui se détachent par leur couleur claire sur le fond sombre de la roche. Si, dans les granulites, on avait pu attribuer (III-4-6) la genèse de ces nodules à une :

- transformation in situ du disthène,
- faible migration au sein d'une phase fluide de l'aluminium libéré par la déstabilisation du disthène et recristallisation en sillimanite prismatique,
- croissance des prismes de sillimanite aux dépens du feldspath (désalcalinisation).

il est plus difficile de se prononcer dans le cas de ceux-ci. Il est tentant, cependant, de retenir le schéma génétique suivant :

- utilisation de l'aluminium préexistant dans la roche (disthène),
- "désalcalinisation" localisée avec recristallisation de la biotite à la périphérie du nodule.

Dans ces différents processus, le rôle de la phase fluide est important ; d'autres modes de gisement de la fibrolite tendent à le prouver :

- les filonnets centimétriques qui recoupent les granulites ou les gneiss encaissants ; ils sont constitués d'aiguilles de fibrolite enchevêtrées dans du quartz et parfois limités à leurs épontes par une concentration de biotite (photo 62, pl. 21) ;

- les amas de sphérules centimétriques tapissant des diaclases (HAM 80 - Champagnac-le-Vieux ; HAM 94 - Champaix - Commune d'Agnat) (photo 61, pl. 21).

Ce dernier habitus apparaissant à la cassure en rosettes de fibrolite et quartz est rarement décrit dans la littérature. Un gisement de tels échantillons est signalé à Plouguin (Finistère) (CHAURIS et LE BAIL-1970), tandis que READ (1932) signale dans les Iles Shetland une association comparable de disthène et quartz.

(1) Les réseaux cristallins de la biotite et de la sillimanite présentent des affinités qui peuvent favoriser de telles associations et qui conduisent à orienter l'axe "c" du prisme de sillimanite parallèlement à l'axe [010] de la biotite (CHINNER-1961).

Ces concentrations tardives de fibrolite et quartz semblent refléter une cristallisation à partir d'un "bain fondu" dont l'origine est peut-être à rechercher dans l'anatexie régionale qui a affecté ces séries.

Le grenat est le minéral accessoire le plus abondant mais son pourcentage modal reste modeste (1 % en moyenne) car il est en voie de déstabilisation. C'est un almandin-pyrope identique à celui des gneiss khondalito-kinzigitiques. Les cristaux, chemisés de paillettes de biotite dérivée, sont souvent pœcilitiques et fracturés. De la chlorite se développe à ses dépens.

Les autres minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, l'allanite (rare) et les minerais. Lorsque, dans ce gneiss, la sillimanite se raréfie localement, on passe à un gneiss à biotite et grenat. Le graphite est fréquent mais irrégulièrement réparti, tandis que la cordiérite est plus rarement signalée dans ce type de roche. Lorsqu'elle est présente, ses cristaux sont de taille modeste et proviennent manifestement de la déstabilisation du grenat et des silicates d'alumine selon des processus déjà décrits (paragraphe II-4-1; p. 40).

VII-1-2 RAPPORT ENTRE LES GNEISS KHONDALITO-KINZIGITQUES ET LES GNEISS A BIOTITE ET SILLIMANITE

A l'affleurement, le passage progressif de l'une à l'autre roche est un argument de poids pour attribuer à ces deux formations une origine commune. L'étude minéralogique met en évidence, dans les régions étudiées, la filiation des roches du faciès amphibolite à partir d'un complexe granulitique antérieur. Cette évolution rétrograde est soulignée par les recristallisations successives des minéraux suivants :

- oligoclase antiperthitique → oligoclase
- orthose mésoperthitique → orthose → microcline
- disthène → "disth-sillimanite" → sillimanite prismatique I, puis II → fibrolite
- grenat → biotite / chlorite
- rutile → sphène ?

Cette évolution rétro-morphique semble être la conséquence d'un réajustement progressif des paragenèses vis à vis de conditions thermodynamiques de moins en moins rigoureuses. L'action des phases tectoniques successives a joué vraisemblablement un rôle important dans l'apparition de ces équilibres nouveaux.

Pour confirmer cette hypothèse de travail, les analyses chimiques de ces différents ensembles conduisent aux constatations suivantes :

– les analyses de gneiss à biotite et sillimanite effectuées en Haut-Allier (tableau VII, An. 34 – 35 – 36 – 37) montrent entre elles une grande similitude ; ce sont des roches acides et alumineuses, riches en éléments ferromagnésiens, pauvres en CaO, avec $K_2O > Na_2O$;

– la moyenne des résultats de trois analyses de gneiss khondalito-kinzigitiques (tableau I, An. 2 – 3 – 4) conduit à des valeurs tout à fait comparables aux précédentes (tableau VII, An. 45) ; les variations observées peuvent s'expliquer par le mode d'échantillonnage utilisé. En effet, cette moyenne qui fait apparaître un léger déficit en SiO_2 et un excès d'éléments ferromagnésiens, ne tient pas compte des quelques niveaux de granulite claire interstratifiés, ceux-ci ayant été éliminés lors de l'étude chimique des "gneiss sombres".

Il suffit de faire intervenir dans une faible proportion (moins de 10 %) l'analyse de niveaux clairs (tableau IV, an. 19) dans la moyenne de celles des gneiss khondalito-kinzigitiques pour obtenir avec les gneiss à biotite et sillimanite une identité quasi-parfaite.

VII-2 LES GNEISS LEPTYNIQUES A BIOTITE ET/OU AMPHIBOLE

Au hameau de Passebarial (commune de St-Austremoine) (fig. 1, point 2, p. 10) affleure, au sein de migmatites et de gneiss à biotite et sillimanite (parfois en nodules) un type lithologique particulier. Il s'agit d'un gneiss massif de couleur rosée, à débit leptynique. Le litage fin est souligné soit par la biotite, soit par l'amphibole ; localement, un début de mobilisation donne naissance à une texture nébulitique (photo 64, pl. 22). En lame mince, la structure est granoblastique.

La trame quartzofeldspathique est constituée par du quartz en grains équants, de l'oligoclase acide plus ou moins séricitisé et du feldspath potassique qui est le minéral le plus abondant ; il s'agit d'une orthose parfois microperthitique (voire cryptoperthitique) souvent en voie d'altération (kaolinisation).

Les minéraux ferromagnésiens sont irrégulièrement répartis : des niveaux à biotite seule alternent avec des niveaux à amphibole. Parfois, ces deux minéraux coexistent. La biotite est de couleur brune à brun-vert. L'amphibole est également brun-vert et se présente en cristaux trapus, parfois pœcilitiques, se développant à la suture des plages feldspathiques. Les minéraux accessoires sont nombreux et d'habitus remarquables surtout pour le zircon, qui est localement abondant et cristallise en prismes automorphes de "grosse taille" (0,1 mm d'arête basale ; cette dimension correspond à la moyenne du grain de la roche). Une étude de ce zircon tend à montrer qu'il est légèrement métamicté et que la typologie de certains individus témoigne d'une cristallisation à haute température (1 000°C – PUPIN, TURCO – communication personnelle).

L'allanite, souvent métamicté, peut localement devenir abondante (1 à 2 % du volume de la roche). L'apatite et différents minerais (pyrite, magnétite, etc ...) sont constants en faible proportion. Le grenat est rare. L'analyse chimique (Tableau VII, An. 44) confirme les caractères acides et potassiques de cette roche et le faible pourcentage des éléments ferromagnésiens.

VII-3 LES LEPTYNITES

Une grande partie des roches appelées "leptynites" par les auteurs précédents ont été décrites au chapitre IV sous le nom de granulites sans silicates d'alumine. Nous réservons, en effet, le terme de leptynite aux gneiss pauvres en mica qui ont des paragenèses du faciès amphibolite et un débit parallélipédique (photo 65, pl. 22). Ils résultent pour la plupart de la rétro-morphose des granulites et ils en diffèrent par quelques variations minéralogiques :

- apparition du microcline à la place de l'orthose,
- déstabilisation locale du grenat (chloritisation),
- présence de mica blanc qui apparaît aux dépens de la biotite et des feldspaths potassiques.

VII-4 LES "MICASCHISTES"

Dans les petits secteurs que nous avons étudiés en détail, il n'existe pas à notre connaissance de véritables micaschistes. Mais, lorsque, vers l'est, on se rapproche du domaine synclinal Doulon – Senouire – Desges où affleure une puissante série de micaschistes, l'évolution rétro-morphique des gneiss à biotite et sillimanite s'accroît pour aboutir localement à une roche d'aspect micaschisteux.

VII-4-1 DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

A l'affleurement, ces roches micaschisteuses se présentent en niveaux très localisés et de faible épaisseur (quelques centimètres à quelques décimètres). La transition avec le gneiss encaissant est rapide. L'examen microscopique révèle une structure lépidoblastique. Le quartz est abondant, en grands cristaux étirés et en gouttelettes qui ponctuent des feldspaths relictuels. Le plagioclase (albite ?) est souvent séricitisé, le feldspath potassique est rare. La biotite, abondante, est en voie de chloritisation tandis que le mica blanc semble envahir la roche. Il apparaît soit en rosettes (en touffes) associées aux gouttelettes de quartz (photo 63, pl. 21), soit en grandes paillettes qui recristallisent à partir d'amas finement polycristallins de ce même minéral. Certains autres minéraux peuvent être présents, mais ils ont alors un aspect relictuel :

- TABLEAU VII -

Compositions chimiques des roches dérivées

	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	60,95	71,81	68,55	65,15	72,31	62,91	65,39	65,11
Al ₂ O ₃	18,33	13,41	15,70	18,60	12,94	18,78	16,60	19,23
Fe ₂ O ₃	2,48	1,07	1,30	2,35	1,29	1,13	1,02	0,75
FeO.....	6,16	3,72	3,00	3,60	1,61	6,60	5,83	4,53
MnO.....	0,16	0,05	0,05	0,05	0,03	0,12	0,02	0,06
MgO.....	2,74	2,15	2,45	2,40	0,94	2,97	2,42	2,04
CaO.....	0,59	0,54	1,40	0,65	0,91	1,18	0,59	0,80
Na ₂ O.....	0,83	1,71	2,60	1,70	2,81	1,15	1,49	0,75
K ₂ O.....	3,88	3,24	2,70	2,35	5,10	2,81	2,26	3,22
TiO ₂	1,05	0,34	0,50	0,40	0,34	1,02	0,68	0,60
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,10	0,10	0,09	0,15	0,17	-
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-
p. f.	-	-	-	-	0,15	-	1,09	-
H ₂ O ⁺	1,86	1,02	1,40	2,35	0,97	0,88	1,30	2,35
H ₂ O ⁻	0,29	0,16	0,15	0,10	0,24	0,26	0,14	0,36
TOTAL	99,55	99,44	99,90	99,80	99,74	99,96	99,01	99,80
Apatite.....	0,50	0,50	0,23	0,23	0,20	0,37	0,40	-
Ilménite.....	1,99	0,64	0,94	0,76	0,65	1,93	1,29	1,14
Orthose.....	22,96	19,18	15,95	13,90	30,16	16,62	13,34	19,01
Albite.....	7,02	14,46	21,95	14,36	23,74	9,75	12,00	6,34
Néphéline.....	-	-	-	-	-	-	-	-
Anorthite.....	1,67	1,42	6,37	2,64	4,01	4,95	1,92	3,97
Corindon.....	12,04	6,56	6,16	12,29	1,31	12,01	11,11	13,04
Magnétite.....	3,60	1,55	1,88	3,36	1,87	1,65	1,48	1,09
Hématite.....	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopside [Ca.....	-	-	-	-	-	-	-	-
[Mg.....	-	-	-	-	-	-	-	-
[Fe.....	-	-	-	-	-	-	-	-
Hypersthène [Mg.....	6,85	5,37	6,12	6,00	2,33	7,42	6,05	5,10
[Fe.....	7,80	5,48	3,71	4,09	1,38	9,71	8,76	6,80
Olivine [Mg.....	-	-	-	-	-	-	-	-
[Fe.....	-	-	-	-	-	-	-	-
Quartz.....	32,88	43,13	34,97	39,68	32,70	32,92	40,07	40,58

- LEGENDE -

- 40 - Gneiss à biotite et sillimanite - HAm 80b - Champagnac-le-Vieux (43) - An. 422
 41 - Gneiss à biotite et sillimanite (en nodules) - HAm 55n - "Passebarial" (43)
 42 - Moyenne de gneiss à biotite et sillimanite du Haut-Allier (5 analyses) - in GOURGAUD - 1973 - p. XV - n° 1
 43 - Gneiss à biotite et sillimanite - Cissac près St-Ilpize (43) - in FORESTIER - 1961 - An. 1
 44 - Gneiss leptynique à amphibole - HAm 55b - "Passebarial" (43) - moyenne de 2 analyses - An. 404 et 405
 45 - Gneiss khondalito-kinzigitique - moyenne des analyses 2-3-4 du Tableau I
 46 - Anatexite à sillimanite et cordiérite - HAm 66e - Sèniquette (43) - An. 330
 47 - Moyenne de deux analyses d'anatexites grenues à cordiérite - in FORESTIER - 1961, An. 113 et 554, p. 68.

Analyste : J. Naulet - NANTES

c'est le cas du grenat qui se chloritise, du disthène, de la sillimanite, des feldspaths. Le sphène, l'apatite, le zircon et les minéraux sont les minéraux accessoires les plus communs. Mise à part la muscovite en "rosettes", ces minéraux ont une orientation conforme à la schistosité. Localement, la tourmaline apparaît tardivement en prismes automorphes, parfois en abondance, discordant sur le plan de foliation.

VII-4-2 LE "METAMORPHISME LIVRADOIS"

L'apparition de la muscovite, de la chlorite, aux dépens des minéraux du gneiss (silicates d'alumine, feldspath, grenat, etc...) peut donc conduire à la limite à la paragenèse suivante : quartz, plagioclase (peu abondant), muscovite, chlorite, et minéraux accessoires. Deux origines peuvent être invoquées pour parvenir à ce nouvel assemblage :

- d'une part, une rétomorphose progressive et topochimique des gneiss catazonaux du faciès amphibolite jusqu'à un rééquilibrage dans des conditions thermodynamiques correspondant à la limite supérieure du faciès amphibolite, voire même du faciès schistes verts ;

- d'autre part, l'action d'un métamorphisme léger modifiant la paragenèse des gneiss à biotite et sillimanite, qui détermine un nouvel équilibre minéralogique correspondant à la limite des faciès amphibolite et schistes verts.

Cette deuxième hypothèse qui a été, pour la première fois, adoptée en 1961 par FORESTIER semble mieux correspondre aux faits observés. En effet, si les effets de ce "second" métamorphisme restent discrets dans les zones étudiées ici, plus au sud, dans le synclinal de la Desges, on constate, entre autres minéraux nouveaux, que l'andalousite fait son apparition en nodules parfois décimétriques.

Ce métamorphisme, lié localement à une phase tardive de déformation qui affecte la muscovite, n'est pas parfaitement topochimique.

L'abondance des micas, ainsi que de la tourmaline, permet de supposer que l'eau, le fluor et le bore jouèrent un rôle important dans ces transformations.

Nos conclusions reprennent donc celles de FORESTIER pour qui cette série "polymétamorphique" a été secondairement reprise par un métamorphisme de degré inférieur à celui des roches affectées ; ce qui se traduit par la rétomorphose localisée des gneiss à biotite et sillimanite en "micaschistes".

Nos observations sont actuellement trop partielles pour proposer une origine rétomorphique pour tous les micaschistes du Haut-Allier. Cependant, localement, il est clair que certains niveaux quartzomiacés dérivent de gneiss à biotite et sillimanite et par là même de gneiss khondalito-kinzigitiques.

■■■■■■■■

— PLANCHE 20 —

GNEISS A BIOTITE ET SILLIMANITE

Photo 58 Section polie et vernie d'un échantillon de gneiss à biotite et sillimanite.

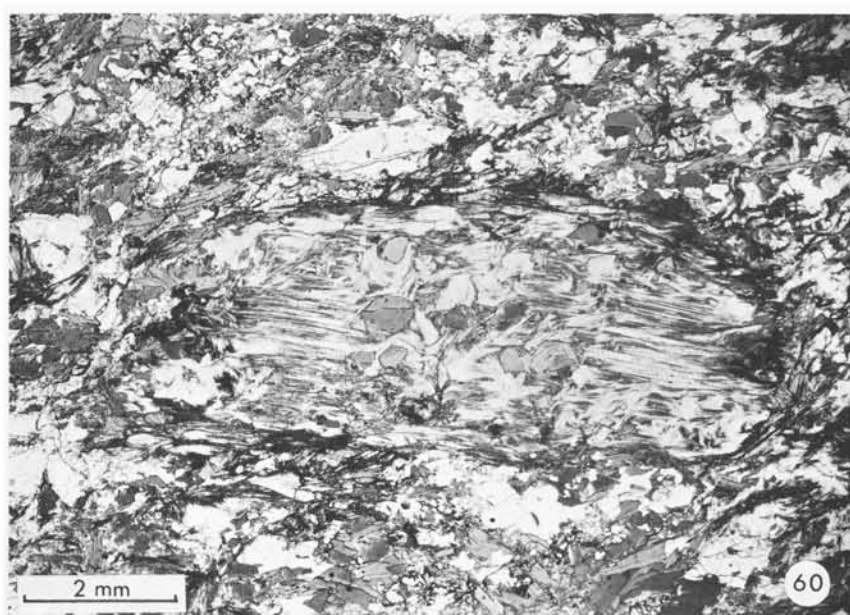
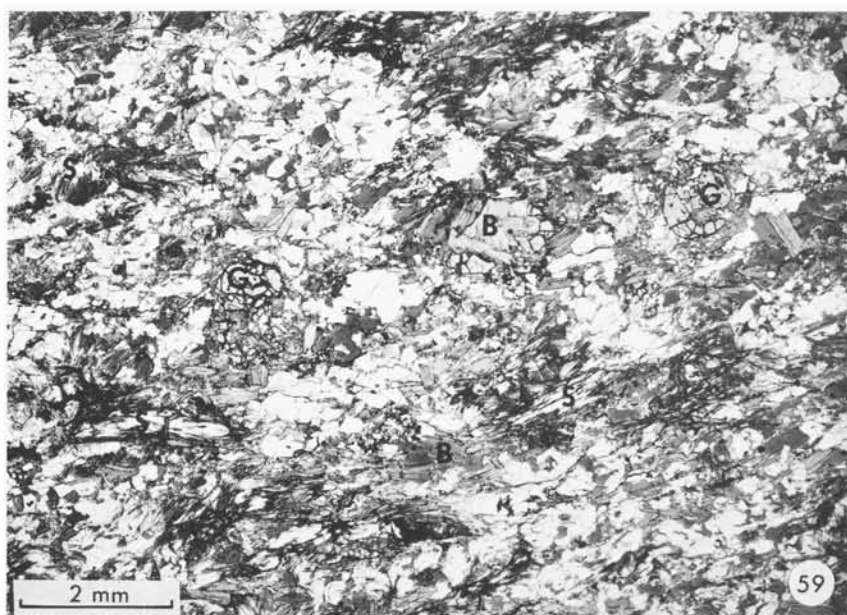
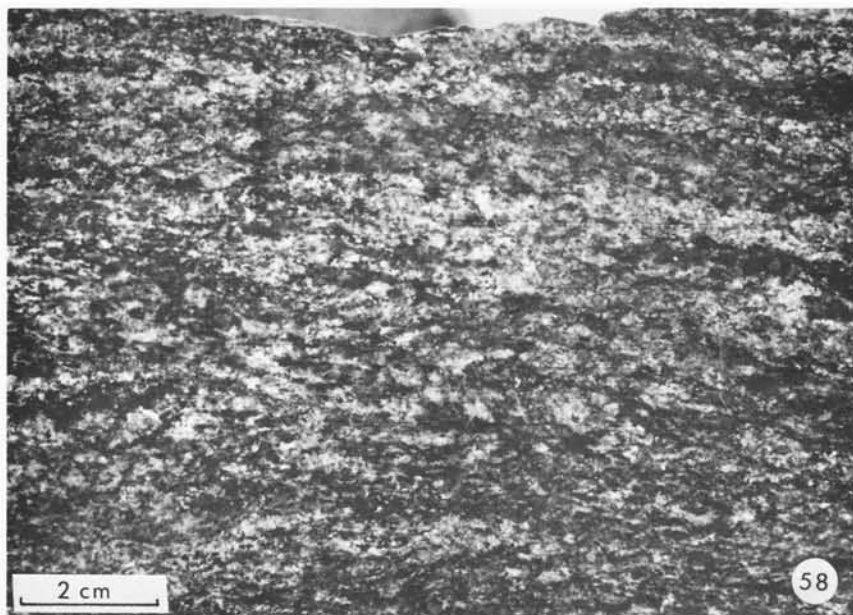
— Champagnac-le-Vieux — HAm 80 —

Photo 59 Structure grano-lépidoblastique d'un gneiss à biotite et sillimanite ; la roche est essentiellement constituée de quartz, feldspath et biotite (B), le grenat (G) est en voie de chloritisation, la sillimanite (S) forme des gerbes rayonnantes. (Lumière naturelle).

— Champagnac-le-Vieux — HAm 80 —

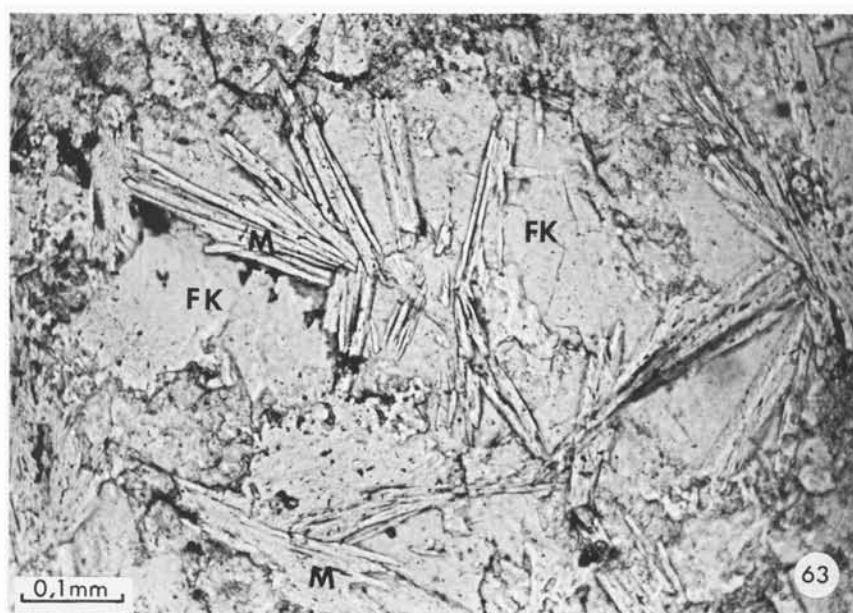
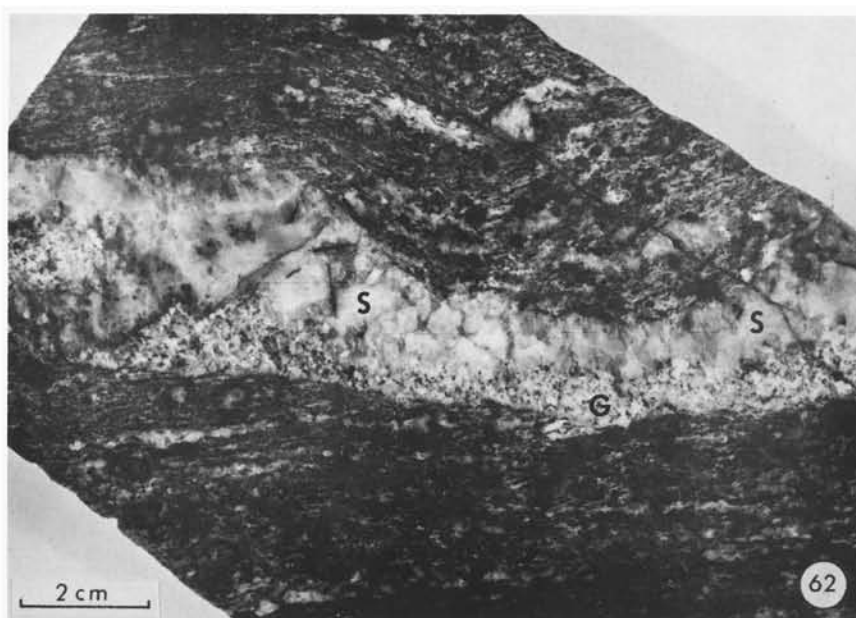
Photo 60 Ancien cristal de disthène pseudomorphosé par une association intime de fibrolite et de biotite. (Lumière naturelle).

— Champagnac-le-Vieux — HAm 80 —



[illegible]

- Courtilles - HAm 77 a -



— PLANCHE 22 —

.....

GNEISS LEPTYNIQUES — LEPTYNITES — "MICASCHISTES"

.....

Photo 64 Gneiss leptynique à biotite et hornblende brun-vert.
(Section polie et vernie).

— Passebarial — HAm 55 a —

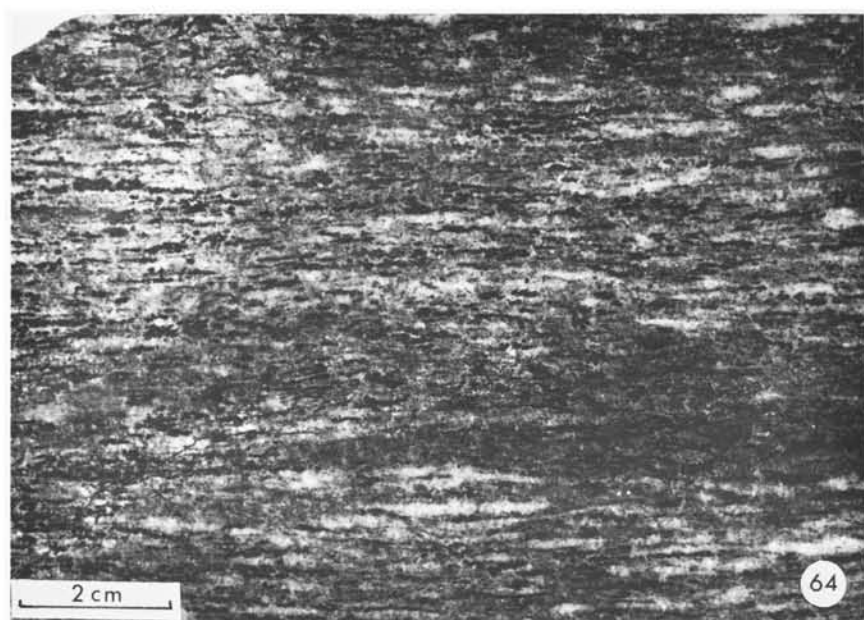
Photo 65 Leptynite pauvre en biotite (la teinte sombre est due à un léger mal-
gachitisme de la roche).
(Section polie et vernie).

— Chantel — HAm 5 b —

Photo 66 Structure lépidoblastique d'un gneiss à biotite et sillimanite rétro-
morphosé et tectonisé ; la roche résultante présente en lame mince l'as-
pect d'un "micaschiste" à phénoclastes relictuels.
(Lumière naturelle).

— La Vèze, Cne de St Didier sur Doulon —

— HAm 99 b —



CHAPITRE VIII

MIGMATITES

Le terme de migmatite est employé ici dans un sens descriptif. Ce sont des roches dans lesquelles on peut distinguer sur échantillon ou à l'affleurement une trame gneissique et un leucosome granitique (PETERLONGO-1958).

Bien que l'on connaisse tous les stades intermédiaires entre les gneiss et les migmatites à nodules de cordiérite (voire même les granites à cordiérite), il est d'usage de distinguer les anatexites schisteuses à texture gneissique et les "anatexites grenues" fortement affectées par la mobilisation. Pour faciliter l'exposé, cette coupure arbitraire sur le terrain sera également utilisée ici.

VIII-1 LES "ANATEXITES SCHISTEUSES"

A l'affleurement, ces roches se distinguent mal des gneiss à biotite et sillimanite ; elles présentent cette même schistosité marquée, une altération superficielle accentuée que traduit la teinte "rouille" des échantillons. Une observation plus minutieuse montre cependant que le grain moyen des parties claires de la roche est plus grossier (1 à 2 mm) et que les minéraux leucocrates déterminent des niveaux irréguliers alternant avec des lits plus sombres, à grain fin, riches en minéraux ferromagnésiens. Cet aspect macroscopique traduit un début de mobilisation de la matrice quartzofeldspathique. Dans la nomenclature définie par MEHNERT (1962) (fig. 14, p. 134), cet aspect correspond à une structure stromatique (photo 67, pl. 23). Ce type lithologique se développe le plus souvent aux dépens du gneiss à biotite et sillimanite (parfois de gneiss khondalito-kinzigitique) en bordure duquel il constitue une transition avec les termes les plus mobilisés des migmatites. A l'échelle cartographique, ces anatexites traduisent la limite d'un "front" de mobilisation (fig. 1, p. 10) mais dans le détail le passage entre domaine non mobilisé et domaine mobilisé est flou, les récurrences sont fréquentes, la formation est hétérogène.

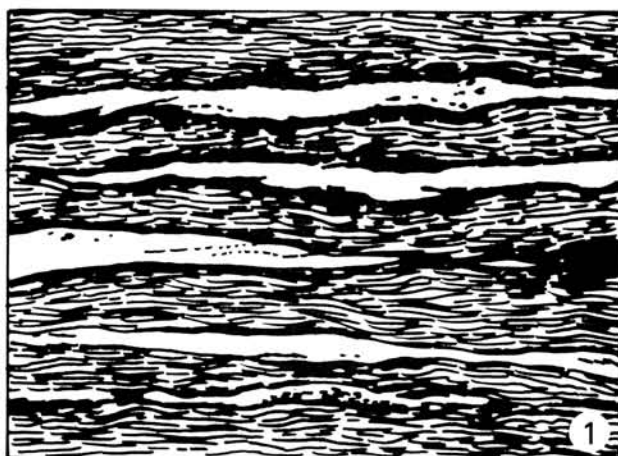


Fig. 14. — Types structuraux des migmatites d'après MEHNERT (1962).

- 1 — Structure stromatique ;
- 2 — Structure à "schlierens" ;
- 3 — Structure nébulitique.

Lorsque la mobilisation est peu accentuée, la minéralogie de ces roches reste semblable à celle des gneiss à biotite et sillimanite : quartz, orthose, oligoclase ($An \approx 14$), biotite, sillimanite, grenat, myrmékite, minéraux accessoires (disthène et cordiérite relictuels). Les minéraux accessoires ne sont pas affectés, la sillimanite se présente en amas allongés de fibrolite. La cordiérite (pinitisée) est localisée autour du grenat ou des reliques de disthène. Les minéraux leucocrates, en revanche, montrent un début de déstabilisation. La myrmékite est abondante et des gouttelettes de quartz envahissent les plages de feldspath potassique.

Dans les roches à structure stromatique nette, on distingue :

- les niveaux foncés ou mélanosome à biotite, grenat relictuel, néoplagioclase souvent automorphe (andésine $An = 32$ environ), quartz, sillimanite, (cordiérite); le feldspath potassique est absent ;

- les niveaux clairs ou leucosome, de composition essentiellement quartzofeldspathique ; le quartz se présente en plages amiboïdes et en gouttelettes parsemant les feldspaths ; le feldspath potassique est abondant ; le plagioclase, plus acide que dans les niveaux sombres, est un oligoclase moyen recristallisé en plages subautomorphes ; localement, il s'aureole d'un liseré albitique ; quelques paillettes éparses de biotite peuvent être observées.

VIII-2 LES ANATEXITES GRENUES A CORDIERITE

La fusion anatectique affectant un pourcentage de plus en plus important de la roche de départ, deux évolutions possibles sont observées :

- l'accentuation de la ségrégation du mélanosome et du leucosome qui conduit à une roche présentant une structure stromatique à grande échelle (lits décimétriques à métriques),

- la disparition progressive de la schistosité, l'apparition de structures nébulitiques (fig. 14, p.134) (photo 68, pl. 23) aboutissant à un granite d'anatexie.

Dans les deux cas, cette anatexie est accompagnée du développement de la cordiérite qui tend à se concentrer en nodules, tant dans le mélanosome que dans le leucosome.

Ici, les stromatites gardent encore à l'affleurement une texture orientée qui rappelle celle des gneiss ; les nébulites, en revanche, ont un aspect fort différent (photo 69, pl. 23).

La roche, de couleur brun clair, est ponctuée de taches vertes centimétriques de cordiérite altérée. La texture est massive mais localement quelques traînées

orientées de biotite rappellent la foliation ancienne. Le grain moyen et l'aspect automorphe du plagioclase contribuent à rapprocher ces roches des anatexites de la région d'Aubusson (Creuse). Elles n'apparaissent dans la région d'Isseuges que localement en niveaux ou en "bouffées", aux dépens d'un matériel moins mobilisé. Au microscope, la structure est granoblastique à grenue, le grain millimétrique.

Le quartz se développe en grandes plages amiboïdes, souvent polycristallines.

Le plagioclase automorphe donne l'"aspect grenu" particulier de ces roches ; c'est un oligoclase moyen parfois zoné et bordé d'un liseré albitique.

Le feldspath potassique en gros cristaux pœcilitiques est une orthose finement perthitique. Des études diffractométriques ont montré (MERGOIL, DANIEL—1970) que tous les feldspaths potassiques de cette série migmatique pouvaient être assimilés à des orthoses. Comme celui des gneiss, leur indice de triclinicité est faible ($\Delta < 30$), n'atteignant qu'exceptionnellement le domaine des microclines intermédiaires.

La biotite parfois concentrée en amas se présente en paillettes brunes plus ou moins chloritisées. Sa déstabilisation donne naissance à de fines aiguilles de rutile et elle semble intervenir dans la formation de la cordiérite.

La cordiérite dont l'étude sera développée au paragraphe suivant (VII-4) est le plus souvent pinitisée au sein des nodules qu'elle constitue essentiellement. En revanche, les petits cristaux sub-automorphes de la trame quartzo-feldspathique sont indemnes d'altération.

La sillimanite (fibrolite) est disséminée dans toute la roche, avec toutefois une concentration particulière au sein de la cordiérite.

Le grenat est rare, squelettique, d'aspect relictuel.

Le zircon, l'apatite et les minéraux opaques sont accessoires.

La muscovite peut apparaître localement, soit en amas de fines paillettes aux dépens de silicates d'alumine, soit en gerbes au cœur de feldspaths potassiques. Dans les deux cas, elle témoigne de cristallisations tardives.

L'hétérogénéité de ces roches ne permet que difficilement de rendre compte de leur composition chimique globale. Cependant, l'analyse (Tableau VII, An. 40) d'une anatexite à cordiérite et sillimanite (HAM 66e) prélevée à Séniquette (43), montre l'identité chimique de cette roche, des gneiss à biotite et sillimanite et des gneiss khondalito-kinzigitiques (paragraphe VII-1-2).

Cette identité, déjà soulignée par FORESTIER en 1961, confirme le caractère topochimique de la migmatisation.

VIII-3 "LES RESTATS"

Des échantillons d'un type lithologique particulier (HAm 65) ont été récoltés sur le flanc oriental du synclinorium de Massiac, le long de la route D 56 a, à l'embranchement du chemin descendant à la chapelle de la Trinité. Ce septum est partiellement recouvert par une coulée de basalte pliocène ; il affleure sur 20 mètres.

Il s'agit d'une roche sombre à grain fin, riche en biotite finement plissotée, ponctuée d'amandes sigmoïdes de cordiérite pinitisée. La foliation est nette (photo 70, pl. 24).

En lame mince, la structure est grano-lépidoblastique.

La biotite de couleur brun-rouge représente environ 25 % de la roche ; elle est indemne d'altération et moule les autres minéraux ; en particulier, les plages de cordiérite.

Le quartz en grains équants, semble appartenir à deux générations distinctes :

- les plages plus grandes, sans inclusions associées au plagioclase et dérivant directement de la paragenèse initiale ;

- des cristaux plus petits ponctuant la cordiérite et présentant fréquemment des inclusions de sillimanite.

Le plagioclase est limpide, rarement maclé, de basicité variable (An 22 % à An 30%).

Le feldspath potassique est rare ou absent.

La cordiérite anormalement abondante (20 à 30 % de la roche) par rapport à la fréquence de ce même minéral dans les autres roches de cette série, se présente en amandes flexueuses, centimétriques, aplaties dans le plan de foliation. On peut schématiquement distinguer deux types de plages de cordiérite, reflétant deux origines distinctes de ce minéral : d'une part des cristaux globuleux pœcilitiques contenant des gouttelettes de quartz que l'on peut attribuer d'après ce qui a été observé ailleurs (Rochers de Lisoul – paragraphe II-4-1-5) à la déstabilisation du grenat au contact du feldspath alcalin ; d'autre part, des plages plus allongées dont le cœur est occupé par un amas micacé pseudomorphosant un ancien cristal de disthène (paragraphe II-4-1-4, p. 37) ou un faisceau de prismes de sillimanite. A partir de ces nucléi, la plage de sillimanite semble croître aux dépens des minéraux adjacents (biotite et feldspath) en enclavant les cristaux de quartz.

Les minéraux accessoires sont la sillimanite, quelques cristaux de disthène et de grenat "blindés" dans du quartz, du zircon, de l'apatite et des minéraux opaques.

La tourmaline est le minéral accessoire le plus abondant ; elle cristallise en prismes automorphes d'orientation quelconque. Sa présence ainsi que celle de muscovite tardive semble traduire l'empreinte locale du "métamorphisme livradois".

La composition minéralogique de ce type lithologique et son aspect général permettent de le comparer, mais à plus grande échelle, aux "loupes" mica-cées des anatexites nébulitiques. Cette roche présente aussi des analogies avec un gneiss khondalito-kinzigitique qui aurait perdu une partie de son quartz et de son feldspath potassique.

Ces comparaisons nous conduisent à considérer ces roches comme le "restat" d'une anatexie différentielle ayant affecté un gneiss khondalito-kinzigitique. Le mobilisat essentiellement silico-potassique a migré à la faveur de diaclases pour constituer le réseau filonien de pegmatites qui recoupe l'ensemble de la série des migmatites, tandis que les minéraux ferromagnésiens, les silicates d'alumine et la cordiérite constituent avec un plagioclase plus basique la roche décrite ci-dessus.

Il est probable que lors de ce phénomène de fusion partielle, la cordiérite soit légèrement affectée et qu'elle migre, pour partie, dans le liquide anatectique ; cela expliquerait la présence de ce minéral au sein de certains filons pegmatoïdiques dans lesquels on le trouve en beaux cristaux d'un bleu violacé (Rochers de Lisoul, commune de St-Cirgues - Espeluche, commune de St Hilaire-sur Auzon).

VIII-4 LA CORDIERITE

VIII-4-1 LA CORDIERITE ET LES ROCHES DE LA "SERIE ALUMINEUSE"

Au cours des différentes descriptions minéralogiques développées dans les chapitres précédents, il est apparu que la cordiérite est un minéral que l'on trouve dans des proportions très variables, aussi bien dans les gneiss khondalito-kinzigitiques et dans les gneiss à biotite et sillimanite que dans les migmatites ; c'est-à-dire dans des roches dont la trame quartzofeldspathique n'a pas été affectée par une fusion partielle ou bien, au contraire, dans des types lithologiques fortement perturbés par la mobilisation.

Ce minéral cristallise sous quatre aspects différents :

- en bourgeons ou auréoles, entourant le grenat ou les silicates d'alumine (disthène et sillimanite) ; dans ce cas, la cordiérite est toujours pinitisée ; c'est cet habitus que l'on trouve dans les gneiss khondalito-kinzigitiques et les gneiss à biotite et sillimanite dérivés ;
- en nodules centimétriques, voire décimétriques, au sein de migmatites du type "Aubusson" ; elle est alors le plus souvent pinitisée et associée au quartz, à la sillimanite et à la biotite ;
- en cristaux sub-automorphes non pinitisés, dans la matrice quartzofeldspathique recristallisée des migmatites ;
- en beaux cristaux limpides dans les pegmatoïdes (ce dernier habitus semblant postérieur aux précédents).

Cet inventaire montre que la cordiérite n'apparaît que dans la série topochimique alumineuse constituée par les gneiss khondalito-kinzigitiques, les gneiss à biotite et sillimanite, et les migmatites dérivées. La présence de ce minéral n'y est pas fortuite, elle est liée au chimisme favorable de ces roches :

- faible proportion de CaO
- rapport $\text{FeO} / \text{MgO} \simeq 2$
- proportion de K_2O voisine de 3 % en poids.

Le report de ces données sur les diagrammes de WYNNE-EDWARDS et HAY (1963) (fig. 15 et 16) qui permettent de distinguer trois domaines :

- faciès à cordiérite + biotite (\pm sillimanite)
- faciès à cordiérite + biotite + grenat (\pm sillimanite)
- faciès à biotite + grenat (\pm sillimanite),

confirme les paragenèses observées et les points représentatifs se concentrent dans les zones à cordiérite + biotite (\pm sillimanite), ce qui est en accord avec la disparition presque totale du grenat. A titre de comparaison, le point représentatif du gneiss leptynique à biotite ou amphibole de "Passebarial" (tableau VII, an. 44) tombe bien dans le domaine à grenat + biotite (\pm sillimanite), ce qui s'explique par le fort pourcentage de K_2O et une abondance moindre des ferromagnésiens (il n'a d'ailleurs jamais été observé de cordiérite dans cette roche, même dans les échantillons affectés par la mobilisation de la phase quartzofeldspathique).

La cordiérite étant potentielle dans toutes les roches acides alumineuses du Haut-Allier, son apparition n'est liée qu'aux conditions locales de température et de pression, et vraisemblablement, dans une large mesure, à la pression partielle de vapeur d'eau.

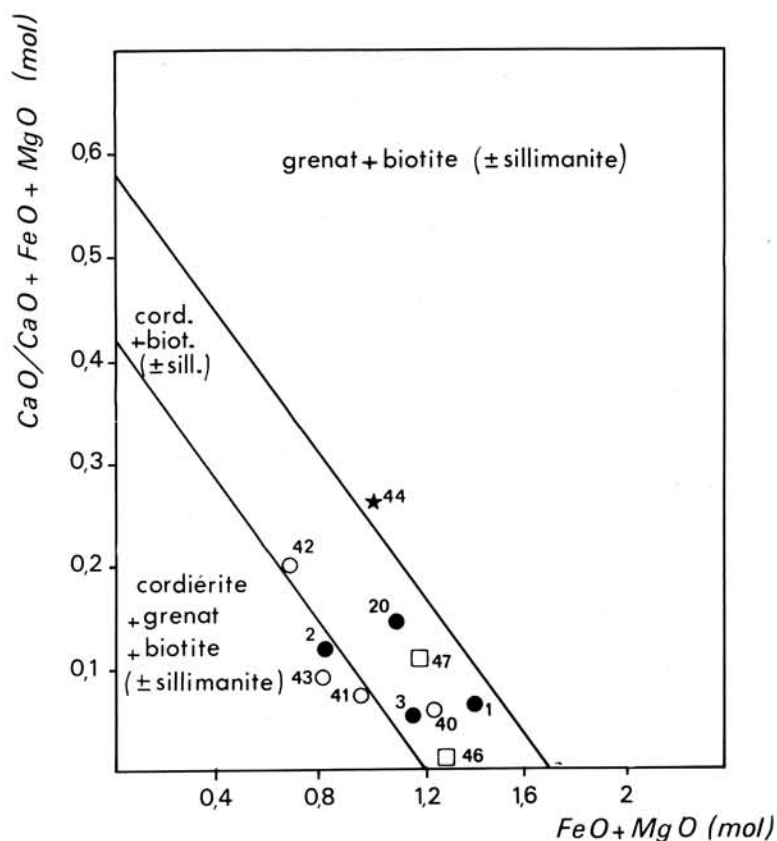


Fig. 15. — Rôle de CaO, FeO et MgO dans les paragenèses à biotite, sillimanite, grenat et cordièrite.

d'après WYNNE — EDWARDS et HAY (1963).

Légende commune aux figures 15 et 16

- gneiss khondalito-kinzigitiques
- gneiss à biotite et sillimanite
- migmatites
- ★ gneiss leptynique à biotite et amphibole

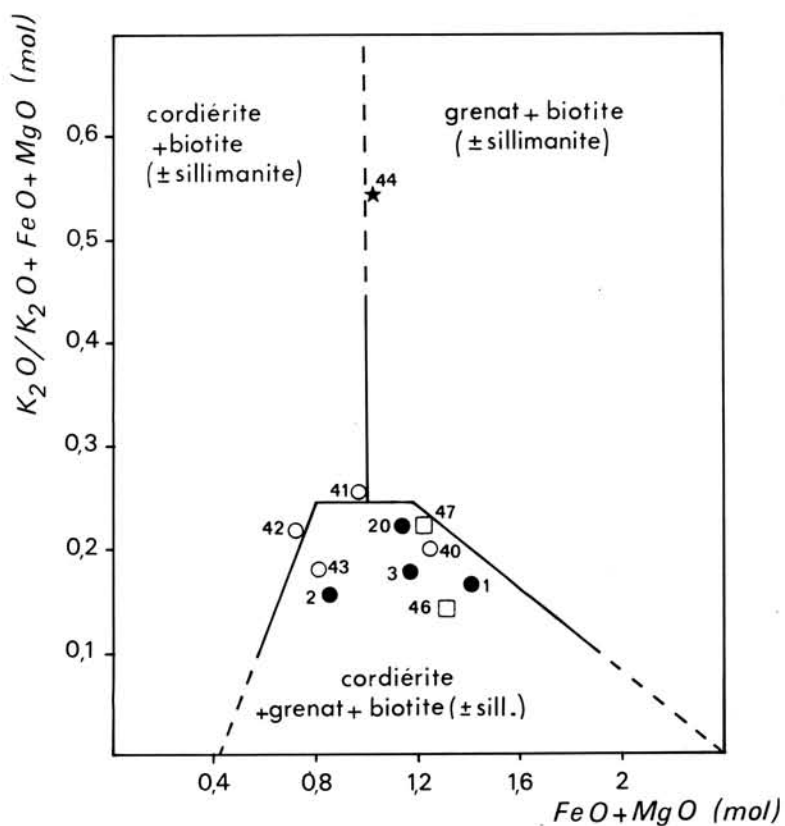


Fig. 16. — Rôle de K₂O, FeO et MgO dans les paragenèses à biotite, sillimanite, grenat et cordièrite

d'après WYNNE — EDWARDS et HAY (1963).

VIII-4-2 ORIGINE DE LA CORDIERITE

VIII-4-2-1 Les "bourgeons" et auréoles

Cet habitus, déjà décrit dans les gneiss khondalito-kinzigitiques et les migmatites, semble être le mode premier d'apparition de ce minéral.

Ces bourgeons et auréoles sont postérieurs aux plissements isoclinaux granulitiques, ils sont aussi postérieurs à l'apparition de la sillimanite I, mais les premiers d'entre eux se forment néanmoins alors que le disthène métastable est encore le silicate d'alumine le plus abondant.

La cordiérite appartient à une paragenèse née dans les conditions thermodynamiques du sous-faciès granulite à cordiérite-almandin-biotite (DE WAARD-1965-1971). Or la cristallisation de ce minéral se faisant à partir de minéraux en équilibre dans les conditions du sous-faciès à clinopyroxène-almandin, le sens de l'évolution thermodynamique correspond à une baisse de pression à température constante (1), donc à une rétro-morphose.

Dans un premier temps, la cordiérite apparaît entre le disthène (parfois la sillimanite) et le grenat en un mince liseré bordant une symplectite de spinelle + quartz \pm plagioclase. Sa présence ne peut être déterminée avec certitude qu'à la microsonde électronique. Les réactions invoquées sont du type :



Si le grenat contient un peu de grossulaire, aux réactions précédentes s'ajoute :



Ces réactions sont incomplètes, localisées à certains niveaux millimétriques de la roche sans qu'on puisse déceler dans celle-ci une hétérogénéité minéralogique qui favorise l'apparition de la cordiérite. Sans doute faut-il, là encore, faire appel à une composition particulière de la phase fluide, la présence d'eau étant déterminante dans la genèse de ce minéral (IIYAMA-1960). Localement, il semble que la source des éléments ferromagnésiens ne soit pas uniquement le grenat, mais aussi la biotite.

(1) Aucun argument pétrologique ne met en évidence une élévation parallèle de la température.

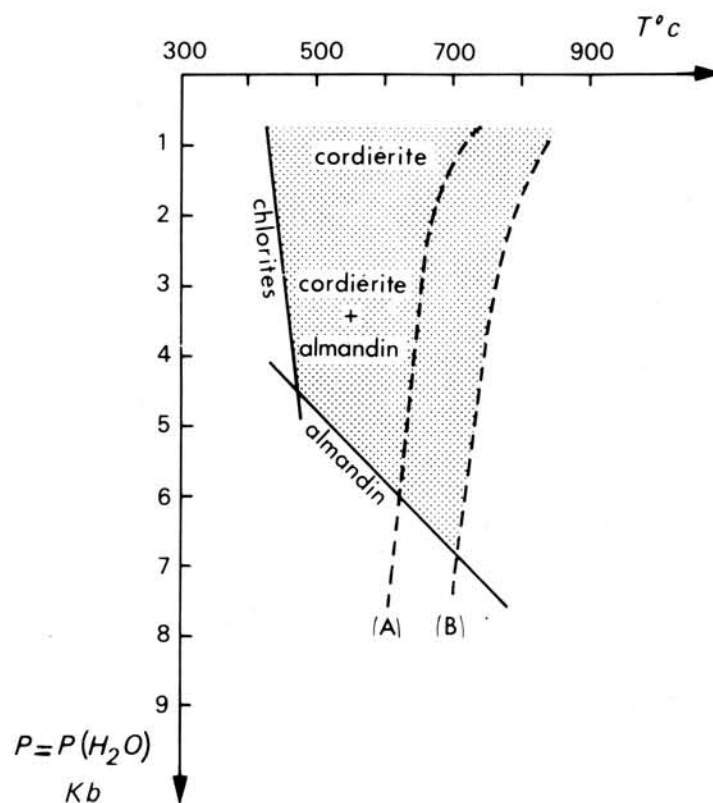


Fig. 17.— Diagramme hypothétique montrant la forme du champ de stabilité de la cordièrite (in TURNER – 1968 ; fig. 4-6, p. 129).

A – Courbe de fusion minimale d'un "granite" (BOWEN et TUTTLE – 1958).

B – Courbe de fusion du mélange sanidine-quartz - eau (SHAW – 1953).

Etant donnée l'abondance du disthène dans les gneiss khondalito-kinzigitiques, ce dernier type de réaction est l'une des sources majeures de la cordiérite dans les migmatites du Haut-Allier (photo 71, pl. 24). Cette mise en évidence est nouvelle et explique l'aspect maintes fois décrit, de plages de cordiérite présentant en leur cœur un amas de séricite ; il s'agit, de nombreux stades intermédiaires le prouvent, d'anciens cristaux de disthène partiellement transformés en cordiérite, puis pseudomorphosés tardivement en séricite.

VIII-4-2-2 Les nodules

Ils dérivent en grande partie, et tout au moins à l'origine, de la transformation du grenat et du disthène selon les processus décrits ci-dessus. En effet, la disposition des cristaux de grenat et de disthène dans les gneiss khondalito-kinzigitiques est rarement homogène ; les plages de cordiérite issues de ces minéraux se rejoignent et constituent des taches plus ou moins individualisées (photo 73, pl. 25). C'est alors qu'intervient la mobilisation de la matrice quartzofeldspathique ; ce phénomène a plusieurs effets :

- il favorise le développement de la cordiérite dont les plages s'accroissent aux dépens des feldspaths ;

- il détermine une structure à schlierens puis une structure nébulitique dans laquelle se séparent un leucosome et un mélanosome fait de cordiérite, biotite, sillimanite et peu de plagioclase.

La recristallisation du leucosome isole des nodules de mélanosome (photo 74, pl. 25). Le grenat ne subsiste que rarement tandis qu'apparaît souvent une nouvelle génération de sillimanite disséminée dans tous les néo-minéraux.

VIII-4-2-3 Les cristaux automorphes

On les trouve soit dans les nodules, soit dans le leucosome où ils cristallisent aux dépens des minéraux ferromagnésiens (biotite). Leur automorphie, de même que celle des plagioclases, indique une cristallisation antérieure à celle du feldspath potassique et du quartz.

VIII-4-2-4 Les agrégats cristallins dans les pegmatoïdes

C'est l'aspect le plus spectaculaire de la cordiérite du Haut-Allier. Les cristaux centimétriques sont souvent hyalins et d'un bleu violacé (ils apparaissent lors de la mobilisation dans les filons tardi-migmatitiques).

La fraîcheur du minéral a permis d'effectuer quelques mesures physiques qui n'ont pas été possibles pour les autres types de cordiérite fortement pinitisée.

Ces mesures ont été effectuées sur deux échantillons, l'un prélevé aux "Rochers de Lisoul" (HAm 101), l'autre à Espeluches (HAm 97) :

Indice de distorsion Δ (MIYASHIRO -1957)

HAm 101 $\rightarrow \Delta = 0,27$

HAm 97 $\rightarrow \Delta = 0,28$

Indice de largeur $W \ 1/3$ (LANGER et SCHREYER-1969)

HAm 101 $\rightarrow W \ 1/3 = 0,50$

HAm 97 $\rightarrow W \ 1/3 = 0,56$

Ces résultats montrent qu'il s'agit, pour les deux échantillons, de cordiérite pseudo-hexagonale (cordiérite subdistordue) dont la structure présentant presque le désordre maximum (cordiérite périltordue), caractérise une cristallisation à haute température.

VIII-5 CONCLUSIONS A L'ETUDE DES MIGMATITES

Les migmatites se forment indifféremment aux dépens de toutes les roches acides de la région. La mobilisation est graduelle et l'on connaît tous les intermédiaires entre les roches peu mobilisées et des granites d'anatexie localisés ; si le chimisme initial le permet (série alumineuse), la cordiérite envahit les formations les plus mobilisées.

Ce minéral se présente sous quatre habitus :

- en bourgeons ou auréoles entre le disthène et le grenat où il peut être associé au quartz et au spinelle ;

- en nodules dans lesquels il est associé à de la biotite relictuelle de la sillimanite, du quartz et quelques minéraux accessoires ; la formation de ces nodules est due, d'une part à une répartition irrégulière du disthène et du grenat dans la roche originelle (gneiss khondalito-kinzigitique) et d'autre part à une ségrégation postérieure du mélanosome au sein du leucosome ;

- en cristaux sub-automorphes qui, dans le bain fondu silicaté, cristallisent aux dépens de la biotite relictuelle ;

- en amas de cristaux centimétriques au sein de pegmatoïdes recoupant les migmatites ; contrairement aux autres types de cordiérite, celle-ci n'est pas pinitisée ; la mesure de son indice de distorsion (MIYASHIRO-1957) et de son indice de largeur (LANGER et SCHREYER-1969) indique une température élevée de cristallisation.

Dans le cas de roches plus quartzofeldspathiques (granulites sans silicates d'alumine, leptynites dérivées, gneiss leptyniques à amphibole, etc...) aucun minéral nouveau n'est à signaler, si ce n'est l'allanite dont l'abondance semble liée en partie au degré de mobilisation de la roche.

Rappelons toutefois que lorsque l'allanite est présente, il n'a pas été reconnu de monazite parmi les minéraux accessoires, alors que cette dernière est fréquente dans les granulites alumineuses non mobilisées. Néanmoins, la mobilisation affecte l'aspect général de ces roches acides qui prennent alors une allure granitoïde.

■■■■■■■■

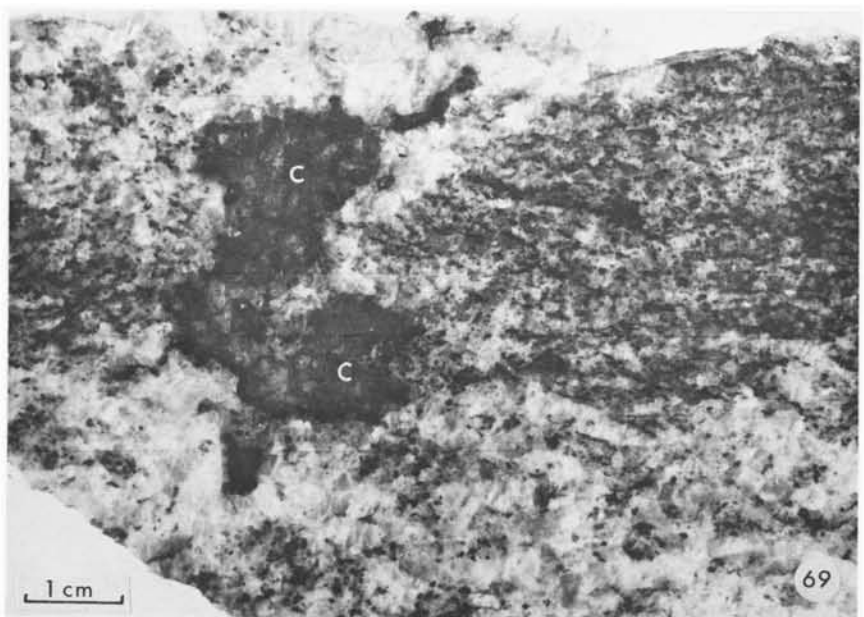
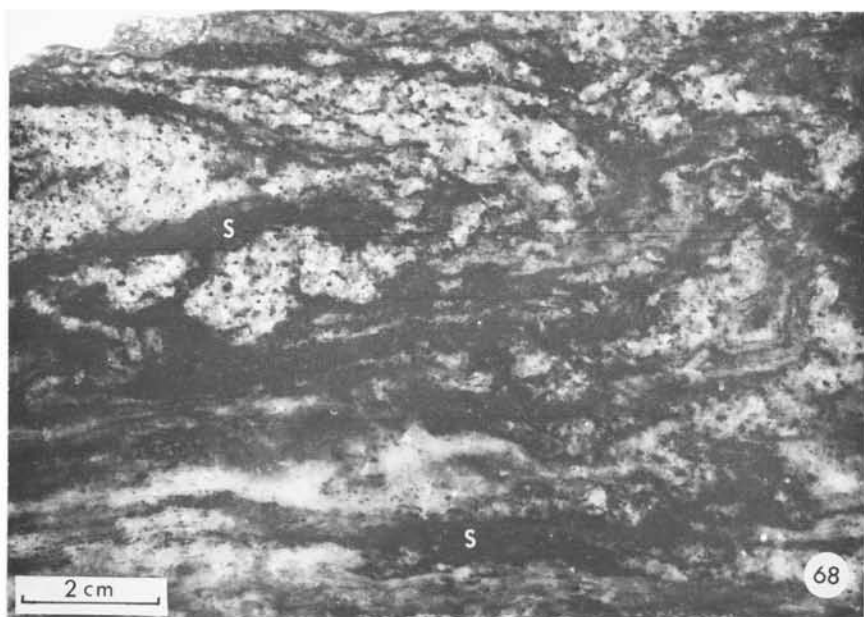
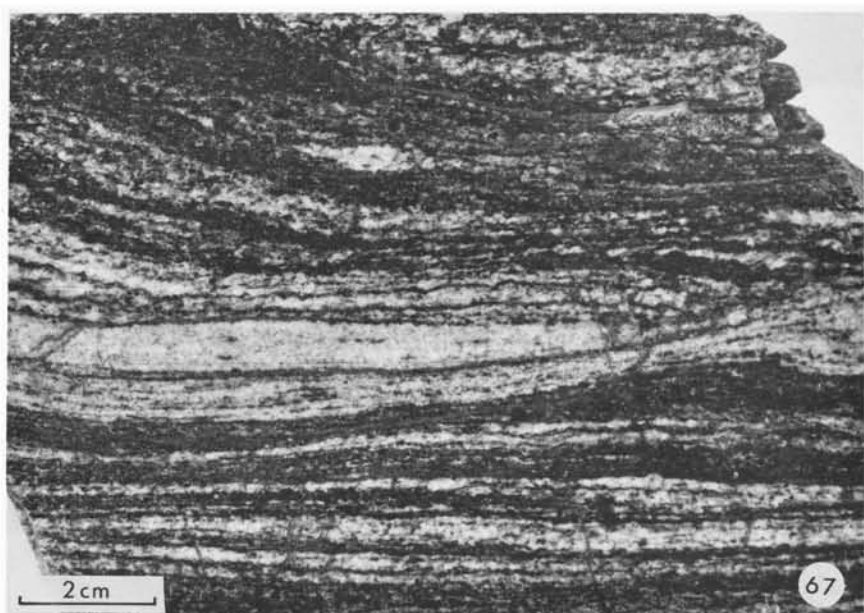
[illegible]

■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■

— Sud de Sarniat — HAm 93 a —

— Séniquette — HAm 66 m —

— Les Rochers de Lisoul — HA 282 a —



— PLANCHE 24 —

.....

CORDIERITE

.....

Photo 70 Echantillon d'un gneiss riche en biotite et cordiérite ; de telles roches peuvent être interprétées comme le "restat" d'une anatexie différentielle.
(Section polie et vernie).

— La Trinité — Cne de St Didier sur Doulon —

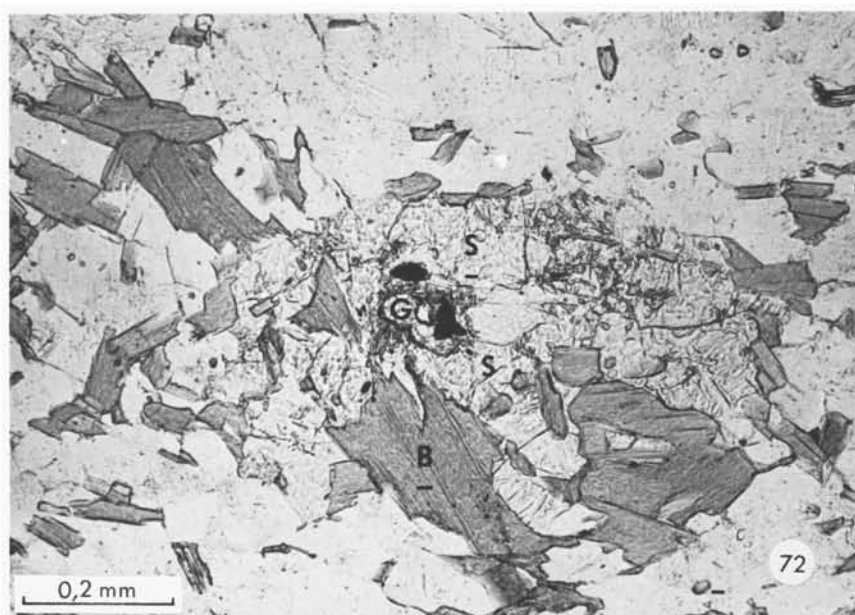
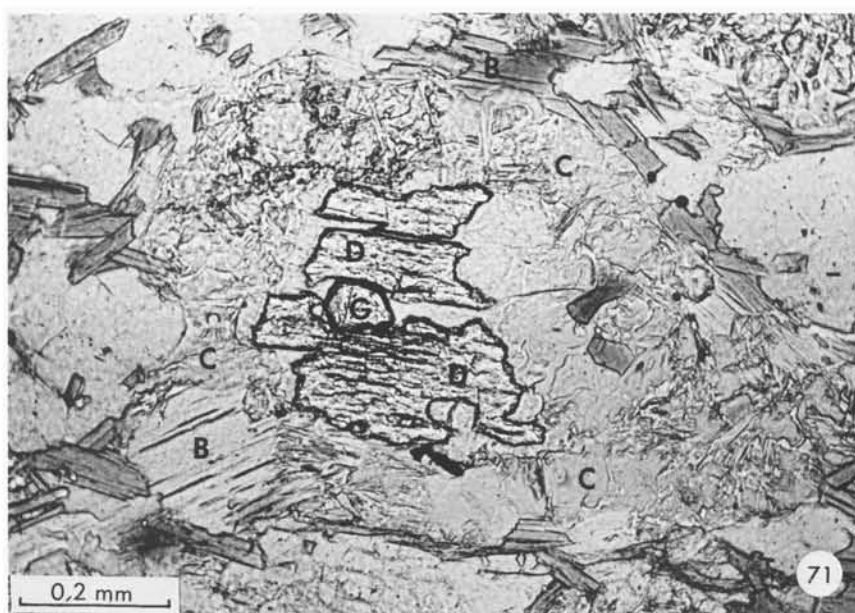
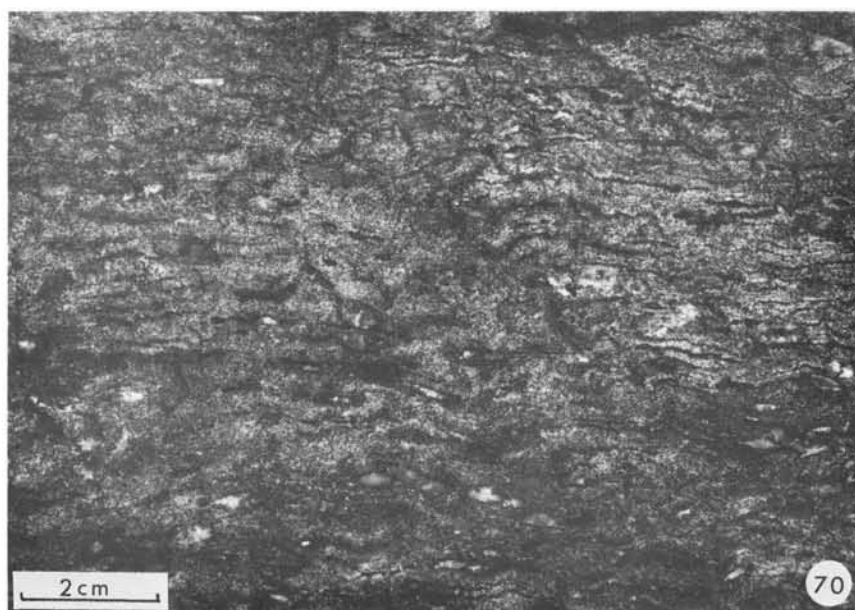
— HAM 65 —

Photo 71 Grenat (G) "blindé" au cœur d'un cristal de disthène (D) se transformant en cordiérite (C) au contact de la biotite (B).
(Lumière naturelle).

— Les Rochers de Lisoul — HAM 101 a₁ —

Photo 72 Déstabilisation du grenat (G) en une symplectite (S) de cordiérite et quartz.
(Lumière naturelle)

— Les Rochers de Lisoul — HAM 101 a₁ —



— PLANCHE 25 —
.....

CORDIERITE (suite)
.....

Photo 73 Formation des nodules de cordiérite par transformation du disthène et du grenat d'un gneiss khondalito-kinzigitique en voie de migmatisation. L'apparition de la cordiérite (C) en taches est déterminée par une répartition irrégulière du disthène et du grenat. (Section polie et vernie).

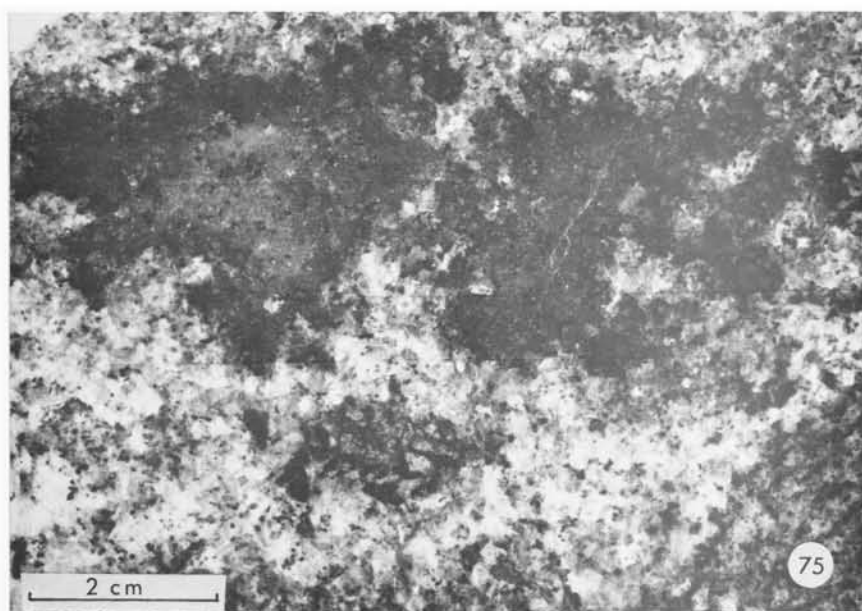
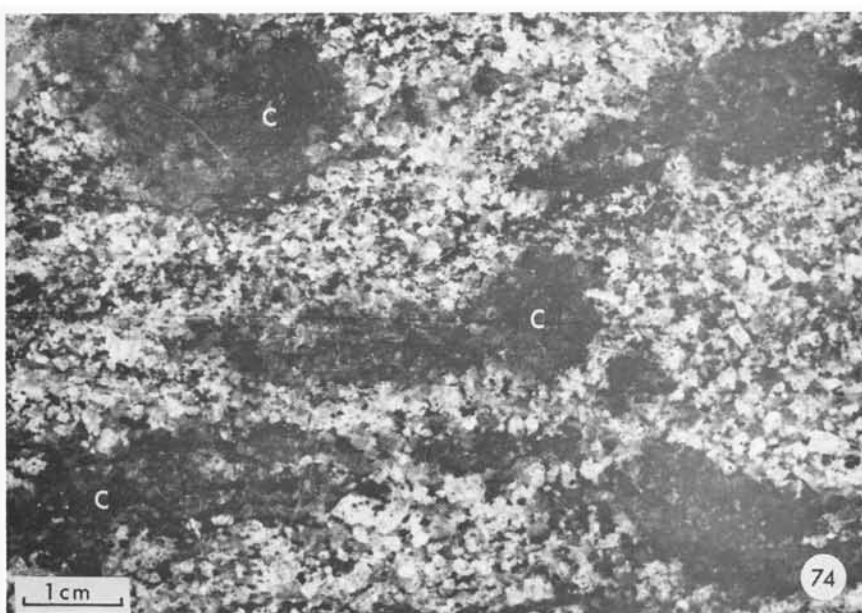
— Les Rochers de Lisoul — HAm 101 h

Photo 74 Nodule de cordiérite (C) pinitisée au sein d'une anatexite de "type Aubusson" à plagioclase sub-automorphe. (Section polie et vernie).

— Les Rochers de Lisoul — HAm 101 —

Photo 75 Nodule de cordiérite en voie de pinitisation ; le cœur des nodules est constitué de cristaux transparents d'un bleu violacé, tandis que la périphérie devient opalescente et de couleur verte. (Section polie et vernie).

— Les Rochers de Lisoul — HAm 101 —



CHAPITRE IX

ÉVOLUTION DES PARAGENÈSES DES ROCHES DU GROUPE KHONDALITO-KINZIGITIQUE

L'étude précédente a permis de distinguer au sein du groupe khondalito-kinzigitique :

- une série alumineuse regroupant les gneiss khondalito-kinzigitiques et les granulites rubanées à silicates d'alumine,
- des granulites sans silicates d'alumine.

IX-1 LA SÉRIE ALUMINEUSE

Les assemblages minéralogiques les plus anciens, dont on ne peut observer que des phénoclastes épars préservés d'une tectonisation intense, témoignent de conditions de cristallisation dans le faciès granulite de haute pression.

Ces phénoclastes sont : orthose mésoperthitique, oligoclase antiperthitique, apatite. Indépendamment de ces gros cristaux, la plupart des minéraux accessoires et au moins le rutile, la monazite, le graphite et le zircon participaient à cette paragenèse. Selon toutes probabilités, du quartz appartenait aussi à cette paragenèse initiale. La présence de plages xénomorphes de corindon dans un gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 101) (photo 20, pl. 7), ainsi que celle de quelques cristaux de staurotide (souvent proches du grenat ou parfois chemisés par un monocristal de disthène) (photo 30, pl. 10) dans un niveau clair de granulite rubanée (HAM 66c) est énigmatique. Ces deux minéraux pourraient être contemporains des phénoclastes. Si cette hypothèse est réfutée, en particulier pour la staurotide, on doit alors expliquer par diverses voies l'origine de ce minéral :

a) la staurotide est tardive, elle se surimpose à un assemblage à sillimanite et disthène métastable, mais ceci soulève bien des contradictions et reste improbable ;

b) la staurotide est contemporaine du disthène et fait partie de la paragenèse granulitique initiale ; la stabilité de la staurotide dans le faciès granulite étant peu connue, peu d'arguments peuvent s'opposer à cette hypothèse ;

c) la staurotide est antérieure à la première paragenèse granulitique des phénoclastes et elle serait le seul témoin d'un métamorphisme granulitique prograde initial, comme le suppose ENGELS (1972) dans des roches semblables décrites en Galice. Dans ce cas, elle appartiendrait à une paragenèse hypothétique (A_0) du faciès amphibolite :

(A_0) Quartz + orthose + oligoclase + biotite I + staurotide + minéraux accessoires.

Les conditions thermodynamiques devenant plus rigoureuses, on atteindrait le faciès granulite dans lequel la staurotide se déstabiliserait :



Cette réaction (O) peut expliquer la proximité observée du disthène et du grenat (le second pouvant former une couronne continue autour du silicate d'alumine) et la teneur en Fe relativement forte du disthène.

La première paragenèse granulitique serait donc :

(A_1) quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase antiperthitique + disthène + grenat \pm biotite I + rutile + monazite + apatite + zircon + minerais \pm graphite.

Avec pour la roche HAm 101 (Les Rochers de Lisoul), la variante :

(A_1') quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase antiperthitique + disthène + grenat \pm biotite I + corindon + rutile + minéraux accessoires.

Mise à part la présence du corindon, l'assemblage (A_1') évolue comme l'assemblage (A_1). Ils sont antéctoniques et la taille des cristaux, en particulier celle des feldspaths, est moyenne à grossière (≥ 5 mm). A partir de ce stade, l'évolution s'effectue dans le sens d'une rétro-morphose générale.

L'assemblage suivant (B_1) qui diffère de (A_1) par l'apparition de formes intermédiaires de silicates d'alumine dues à la déstabilisation de certains cristaux de disthène, est antéctonique ou syntectonique (1) :

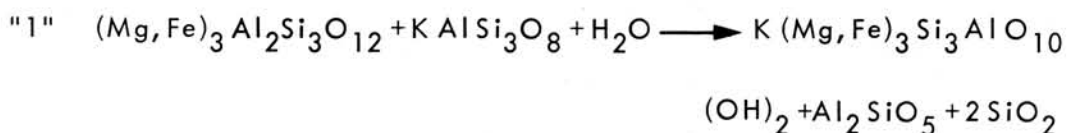
(1) Les minéraux métastables sont écrits entre parenthèses.

(B₁) quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase (antiperthitique) + "disth-sillimanite" et/ou sillimanite prismatique I + (disthène) + grenat ± biotite I + rutile + minéraux accessoires.

Un épisode tectonique affecte alors la série ; il se traduit par un plissement de style isoclinal (photo 24, pl. 8) et la cataclase des minéraux leucocrates qui recristallisent en une mosaïque granuloblastique ; la schistosité apparaît, l'assemblage minéralogique devient alors :

(C₁) quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase + grenat + sillimanite prismatique I + ("disth-sillimanite") + (disthène) ± biotite I + rutile + minéraux accessoires.

Dans les niveaux les plus riches en grenat, il semble que ce soit à ce stade (tardi-tectonique) qu'apparaît, en grandes paillettes, une seconde génération de biotite ; la réaction invoquée est limitée et serait du type :



Le silicate d'alumine qui apparaît dans la réaction ci-dessus est de la sillimanite prismatique II. Mais celle-ci se forme également et en même temps par recristallisation du disthène, du "disth-sillimanite" et de la sillimanite prismatique I. Ce qui donne l'assemblage (D₁)

(D₁) quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase + (disthène) + sillimanite II + grenat ± biotite I et II + rutile + minéraux accessoires.
(le disthène persiste plus longtemps que le disth-sillimanite et la sillimanite I).

Une proportion majeure de sillimanite II est post-tectonique comme en témoignent les auréoles non déformées de prismes radiés autour des silicates d'alumine antérieurs (fig. 6, p. 42).

La suite de l'évolution se traduit partiellement par des réactions coronitiques qui ont pris naissance en climat statique ; les néo-assemblages ne sont observables que localement et sont caractérisés par l'apparition du spinelle et de la cordiérite (photo 13, pl. 5). Les réactions suivantes peuvent être invoquées :

"2" grenat (alm-pyrope) + silicate d'alumine → spinelle + quartz



avec en faible proportion :

"2" grenat (grossulaire) + silicate d'alumine + quartz \longrightarrow plagioclase



Parallèlement, la cordiérite peut apparaître, associée au spinelle, suivant la réaction :

"3" grenat (alm-pyropé) + silicate d'alumine \longrightarrow cordiérite + spinelle



Il en résulte un nouvel assemblage (E_1) dans lequel le disthène, les formes prismatiques de la sillimanite et le grenat sont métastables.

(E_1) quartz + (disthène) + (sillimanite II) + (grenat) \pm spinelle \pm cordiérite + orthose (mésoperthitique) + oligoclase + (rutile) \pm biotite + minéraux accessoires.

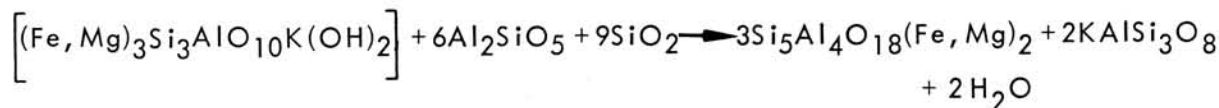
La coexistence cordiérite-rutile, très rare dans les roches acides, a déjà été signalée dans des enclaves de roches semblables par LEYRELOUP (1973). Le rutile métastable tend à s'opacifier et à se transformer en ilménite.

A ce stade de l'évolution, la mobilisation se déclenche inégalement dans ces roches qui ne seront atteintes qu'à des stades différents de leur évolution précédente. Ainsi, l'effet de cette mobilisation permettra selon les cas :

- d'enrayer la rétro-morphose engagée ; la roche devient une migmatite,
- ou d'épargner des secteurs privilégiés dont la rétro-morphose se poursuivra dans les conditions thermodynamiques du faciès amphibolite.

a) La rétro-morphose de l'assemblage (E_1) est interrompue par l'anatexie. Cette interruption se traduit par les réactions suivantes :

"4" biotite + silicate d'alumine + quartz \longrightarrow cordiérite + orthose + H_2P



"5" grenat + orthose \longrightarrow cordiérite + quartz + K_2O



Le rutile se transforme en ilménite ; il en résulte l'assemblage (F₁) qui caractérise les anatexites à cordiérite

(F₁) quartz + orthose + oligoclase + cordiérite \pm sillimanite \pm (biotite) + ilménite + minéraux accessoires.

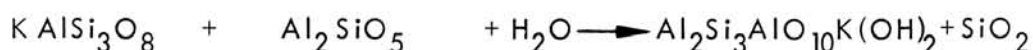
b) L'assemblage E₁ n'est pas affecté par l'anatexie et se rétrotransforme. Le grenat se déstabilise au profit de la biotite suivant la réaction "1" amorcée au stade précédent (D₁) pour donner l'assemblage (G₁) :

(G₁) quartz + sillimanite fibrolite + biotite + (orthose) + (grenat + oligoclase \pm cordiérite + minéraux accessoires

Le silicate d'alumine qui apparaît alors est de la fibrolite.

L'apparition de ce dernier assemblage semble favorisée par un second épisode tectonique qui cisaille localement les structures et isole des septa. Au cœur de ces septa, les assemblages n'évoluent plus tandis que les zones tectonisées, plus perméables aux influences extérieures voient apparaître le mica blanc. Ce dernier qui pseudomorphose les amas de fibrolite et le disthène résiduel se développe aussi dans l'orthose qui tend par ailleurs à se microcliner. Cet ensemble de transformations reflète la réaction de HARKER (1939) :

"6" feldspath alcalin + silicate d'alumine + eau \longrightarrow muscovite + quartz



ou bien, plus vraisemblablement une réaction plus complexe (GUIDOTTI-1963) :

"7" sillimanite + orthose perthitique + oligoclase + H₂O \longrightarrow muscovite + plagioclase plus sodique.

L'assemblage final (H₁) de cette évolution serait donc le suivant :

(H₁) quartz + albite - oligoclase + muscovite + (feldspath potassique) + biotite + minéraux accessoires.

IX-2 LES GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Ces roches suivent la même évolution que les précédentes mais leur minéralogie, moins variée, ne permet pas de mettre en évidence tous les stades décrits ci-dessus.

Aucun indice d'une paragenèse antégranulitique n'a été observé. Du fait de l'intense tectonisation contemporaine du métamorphisme granulitique, l'assem-

blage le plus ancien n'est que partiellement observable ; seuls les phénoclastes relictuels nous donnent des précisions sur la structure initiale de ces roches qui devaient être largement cristallisées (≥ 5 mm) et sur leur minéralogie (A_2) :

(A_2) quartz + orthose (mésoperthitique) + oligoclase antiperthitique + grenat \pm biotite \pm rutile + apatite + zircon + minéral.

Ne contenant pas de silicates d'alumine, l'assemblage B_2 reste semblable à A_2 .

La tectonisation contemporaine du métamorphisme granulitique affecte profondément la trame quartzofeldspathique qui recrystallise en un assemblage (C_2) :

(C_2) quartz + orthose + albite - oligoclase + grenat \pm biotite + minéraux accessoires.

Aucune réaction post-tectonique de type coronitique n'a été observée, le chimisme global de ces roches ne permettant pas la formation de cordiérite. L'orthopyroxène n'apparaît aux dépens de la biotite que dans des roches plus basiques (pyrigarnites). Les assemblages (D_2) et (E_2) restent donc semblables à (C_2). La mobilisation éventuelle de ce type de roche n'affecte pas sensiblement leur minéralogie. En revanche, la rétro-morphose dans le faciès amphibolite conduit à un nouvel assemblage G_2 (qui résulte de la déstabilisation du grenat suivant la réaction "1") :

(G_2) quartz + orthose + albite - oligoclase \pm biotite + (grenat) + minéraux accessoires.

Ce dernier assemblage représente le terme de l'évolution rétro-morphique de ces roches acides peu alumineuses et peut être lié au deuxième épisode tectonique.

■■■■■■■■

CHAPITRE X

EVOLUTION THERMODYNAMIQUE DE LA SERIE

Les déstabilisations successives des assemblages granulitiques indiquent que dans un espace température-pression, l'évolution thermodynamique des roches acides du Haut-Allier se fait à partir des conditions les plus rigoureuses, vers des domaines plus modérés. C'est cette évolution qui correspond à une rétro-morphose que nous allons essayer de retracer ici.

En ne s'appuyant que sur un seul type de paragenèse : celle des roches alumineuses quartzofeldspathiques, le nombre de données est sensiblement restreint. Il faut aussi tenir compte du fait que certaines courbes ont été établies lors d'expériences de synthèse à partir de minéraux purs dans des conditions thermodynamiques négligeant souvent des facteurs importants comme les pressions partielles de fluides. Les milieux naturels sont plus complexes et, par exemple, bien des réactions univariantes dans le cas de minéraux purs, deviennent divariantes lorsqu'une phase nouvelle est présente en solution solide dans le réseau de l'un des constituants de la réaction.

Pour toutes ces raisons qui nous éloignent d'une démarche rigoureuse correspondant à la réalité, on ne peut espérer représenter cette évolution que schématiquement.

X-1 RÔLE DES FLUIDES

Outre la température et la pression lithostatique totale (Plt), d'autres variables influent largement sur la stabilité des assemblages, il s'agit du rôle important que peuvent jouer les fluides. L'action de ces fluides se traduit principalement par les données physico-chimiques suivantes : pression partielle, $F(O_2)$, $P(H_2O)$, $P(CO_2)$, $P(CH_4)$, $P(S)$, $P(Cl)$, etc ... et le rôle de catalyseur de ces fluides qui est peu connu.

X-1-1 FUGACITE DE L'OXYGENE : $F(O_2)$

Dans une grande partie des roches granulitiques du Haut-Allier, la présence de graphite implique que l'équilibre : $CO_2 \rightleftharpoons C + O_2$ soit déplacé vers la droite. D'après les travaux de MIYASHIRO (1964) et HSU (1968), la cristallisation du graphite à haute température n'a pu s'effectuer qu'à faible pression partielle d'oxygène et a été favorisée par la présence de méthane (FRENCH-1966) ; ce qui semble être confirmé par l'étude des inclusions gazeuses. Une fois cristallisé, le graphite joue un rôle de réducteur, ce qui conduit à négliger $F(O_2)$ qui a dû rester faible lors de l'évolution des paragenèses dans le faciès granulite, voire même amphibolite.

X-1-2 PRESSION PARTIELLE EN EAU : $P(H_2O)$

Le rôle de l'eau dans le métamorphisme est déterminant ; DE WAARD (1965), TOURET (1969-1970-1971), WEISBROD (1970), etc... ont montré que l'apparition du faciès granulite est étroitement liée à la pression partielle en eau, et, qu'en règle générale, celle-ci doit être très inférieure à la pression lithostatique totale.

Si typiquement, les roches du faciès granulite sont pauvres en eau, cet élément est néanmoins présent sous des états divers (KORNPROBST-1971) :

- eau potentielle dans les minéraux hydroxylés ;
- eau d'absorption au niveau des interfaces cristallines ;
- eau à l'état de phase fluide distincte (WEISBROD-1970).

C'est seulement sous ce dernier état qu'elle intervient, lors de la déstabilisation des minéraux hydratés primaires et lors de l'apparition de néominéraux hydratés, dans la pression partielle des fluides.

Dans les roches granulitiques du sud de la Norvège, TOURET (1969) a évalué cette pression partielle de H_2O à 2 Kb, très inférieure à la pression lithostatique totale, au sein d'une atmosphère riche en CO_2 , CH_4 , etc... Le choix de $P(H_2O) = 2$ Kb étant imposé par des assemblages minéralogiques à orthopyroxène seul, sans qu'apparaisse la cordiérite. Pour les mêmes raisons, LEYRELOUP (1973) s'est rattaché à ce même choix pour interpréter l'évolution thermodynamique des enclaves granulitiques remontées par les volcans du Velay. Cette dernière série étant très proche géographiquement et géologiquement de celle du Haut-Allier, nous adopterons aussi, par analogie, une pression partielle en eau égale à 2 Kb, sans avoir dans les seules roches acides suffisamment d'éléments pour justifier ce choix.

Le problème de l'eau dans le faciès granulite est, en fait, loin d'être résolu car il semblerait (TOURET - communication personnelle) que ce composé soit

plus abondant au sein des inclusions fluides des roches de ce faciès qu'on ne l'avait pensé primitivement. Il reste à prouver que l'eau piégée en inclusions dans les cristaux intervient bien dans la phase fluide mobile. L'origine de cette eau reste hypothétique et l'on peut penser qu'elle provient, comme la majorité des fluides, d'un dégazage du manteau.

X-1-3 PRESSION PARTIELLE EN GAZ CARBONIQUE : $P(\text{CO}_2)$ ET COMPOSES ORGANIQUES ($P(\text{CH}_4)$, ...)

Pour TOURET (1969-1970-1971), le rôle de la pression partielle en CO_2 est déterminant dans l'apparition du faciès granulite, lorsque celle-ci devient prédominante dans la phase fluide. Mais la plupart des courbes d'équilibre utilisées n'ont pas été établies expérimentalement sous pression de CO_2 ; il est donc difficile de tenir compte de ce facteur. D'autre part, dans les roches étudiées ici, il est probable qu'en présence de graphite, l'influence de $P(\text{CO}_2)$ soit réduite au profit de $P(\text{CH}_4)$ ou d'autres composés organiques plus complexes comme il en a été trouvé en inclusions dans les quartz de roches granulitiques (TOURET – communication personnelle).

Tout en étant persuadé de l'influence déterminante de $P(\text{CO}_2)$, $P(\text{CH}_4)$, $P(\text{S})$, $P(\text{Cl})$, etc ..., nous sommes conduits à la négliger faute de pouvoir la quantifier et nous nous limiterons à considérer dans le report des courbes d'équilibre, l'influence de la température, de la pression et éventuellement de $P(\text{H}_2\text{O})$ pour les minéraux hydroxylés.

X-2 ESTIMATION DE LA PRESSION TOTALE ET DE LA TEMPERATURE DE CRISTALLISATION DES ASSEMBLAGES METAMORPHIQUES PRIMAIRES (fig. 18)

Les différents types de roches granulitiques acides du Haut-Allier sont intimement associés, sur le terrain, dans des matrices de roches du faciès amphibolite ; de plus, la succession de leurs assemblages minéraux respectifs est semblable ; on admettra donc que les mêmes conditions de température et de pression lithostatique totale sont à l'origine de leur cristallisation et de leur évolution. Les pressions partielles de fluide ont pu varier localement mais ceci est difficile à mettre en évidence.

X-2-1 ASSEMBLAGES INITIAUX

La coexistence fréquente du disthène et de la sillimanite dans les roches du groupe khondalito-kinzigitique caractérise des conditions thermodynamiques

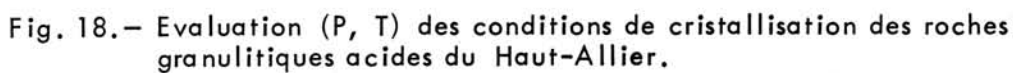


Fig. 18.— Evaluation (P, T) des conditions de cristallisation des roches granulitiques acides du Haut-Allier.

voisines de la courbe d'équilibre disthène-sillimanite (1) ; le disthène étant le silicate d'alumine le plus ancien ; le domaine de cristallisation de la paragenèse primaire de ces roches se situe du côté des fortes pressions par rapport à cette courbe.

De nombreuses courbes d'équilibre des polymorphes de Al_2SiO_5 ont été proposées ces dernières années (1). Parmi les plus utilisées, celles de ALTHAUS (1967) ont été choisies par de nombreux auteurs parce que le point triple qu'elles déterminent (6,5 Kb – 593°C) est l'un des plus élevés dans l'échelle des pressions croissantes, ce qui élimine les risques d'équilibre métastable (en particulier : disthène \rightleftharpoons sillimanite). Ces courbes n'ayant pas été obtenues à partir de minéraux naturels, ce sont celles retenues par RICHARDSON, BELL et GILBERT (1968) qui sont actuellement les plus employées. Dans ce mémoire, ce sont des données plus récentes qui influenceront en faveur du choix des courbes de HOLDAWAY (1968-1971). En effet, si la courbe de transition disthène \rightleftharpoons sillimanite, déterminée par ce dernier auteur est très proche de celle de RICHARDSON et al., le point triple correspond à des conditions de température et de pression moins rigoureuses (3,76 Kb – 562°C pour HOLDAWAY et 5,5 Kb – 622°C pour RICHARDSON et al.), ce qui abaisse la limite disthène \rightleftharpoons andalousite (1') et semble mieux correspondre à ce qui a été observé sur le terrain. La présence d'orthose associée au disthène montre que l'assemblage (A_1) a cristallisé du côté des hautes températures par rapport à la courbe d'équilibre :



tracée en "2" pour $Plt = P(H_2O)$ (WINKLER-1967) et en "2" pour $P(H_2O) = 2 \text{ Kb}$ (TOURET-1969).

Dans ce même assemblage (A_1), l'almandin-pyrope est en équilibre avec le disthène : la cristallisation s'est donc effectuée aussi du côté des hautes températures par rapport à la courbe (3) qui définit, pour $P(H_2O) = Plt$, d'après les travaux de RICHARDSON et al. (1968), la transition :



Pour $P(H_2O) = 2 \text{ Kb}$, la courbe est tracée en (3') d'après LEYRELOUP (1973).

L'intersection de la courbe (1) (disthène-sillimanite) et de la courbe (3') (staurotide-quartz) détermine un point représentatif minimum des conditions de cristallisation de l'assemblage (A_1) :

(1) Les principaux auteurs à avoir proposé de telles courbes sont : FRANCIS (1956), HIETANEN (1956-1969), CLARK et al. (1957), CHAKRAVORTY (1960), KHITAROV et al. (1963), WOODLAND (1963), WINKLER (1965-1967), HOLM et KLEPPA (1966), NEWTON (1966), ALTHAUS (1967-1969), FELIX (1968), HOLDAWAY (1968-1971), RICHARDSON et al. (1968-1969), ALBEE et CHODOS (1969), GANGULY (1969), HARIYA et al. (1969), BROWN et FYFE (1971).

$$\begin{array}{lcl} \text{soit, Plt} & \approx & 7 \text{ Kb} \\ T & \approx & 760^{\circ}\text{C} \end{array}$$

Les granulites sans silicates d'alumine qui recèlent accessoirement du clinopyroxène donnent un renseignement complémentaire. En effet, ce pyroxène appartient à l'assemblage (A_1) et se transforme ultérieurement par rétro-morphose en hornblende verte. Cela situe donc le domaine de cristallisation de (A_1) du côté des hautes températures par rapport à la courbe (4), limitant le domaine de stabilité de cette amphibole pour $P(H_2O) = 2 \text{ Kb}$ (TOURET-1969).

Les nouvelles conditions minimales sont donc :

$$\begin{array}{lcl} \text{Plt} & = & 8,5 \text{ Kb} \\ T & = & 740^{\circ}\text{C}. \end{array}$$

X-2-2 GEOTHERMOMETRE DE BARTH (1951-1955), MODIFIE PAR IYAMA (1966)

Les feldspaths de l'assemblage (A_1) ne subsistent qu'à l'état de phénoclastes d'orthose mésoperthitique et de plagioclase antiperthitique et aucune analyse chimique n'en a été possible. On peut néanmoins assimiler le feldspath mésoperthitique à une orthose contenant 50 % d'albite et le plagioclase antiperthitique à un oligoclase contenant environ 30 % d'exsolution d'orthose. Ces approximations permettent d'évaluer le rapport $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ du feldspath alcalin (soit 0,5 au maximum) et le rapport $\text{Na}/\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}$ du plagioclase antiperthitique (soit environ : 0,65). Le report de ces valeurs sur les abaques empiriques du géothermomètre de BARTH (1951-1955), modifiées par les données expérimentales de IYAMA (1966) indique, pour le couple feldspathique : orthose mésoperthitique + oligoclase antiperthitique, une température de cristallisation comprise entre 800 et 900°C (fig. 19).

Cette méthode n'est qu'approximative et ne permet que de limiter du côté des hautes températures (900°C) le domaine de cristallisation de l'assemblage (A_1). La validité du géothermomètre de BARTH a d'ailleurs été contestée récemment par VIRGO (1969) qui a montré que dans les domaines de haute température et forte pression, la répartition des éléments majeurs Na-Ca-K, etc... entre les différents feldspaths ne variait pas régulièrement avec la température ; seul le pourcentage relatif de strontium serait significatif.

X-2-3 GEOTHERMOMETRE DE PERCHUK (1969)

Les résultats de l'analyse chimique d'un couple minéral biotite - grenat d'une même paragenèse peuvent être reportés sur les abaques dessinées par PERCHUK (1969) pour déterminer la température de cristallisation de ces minéraux.

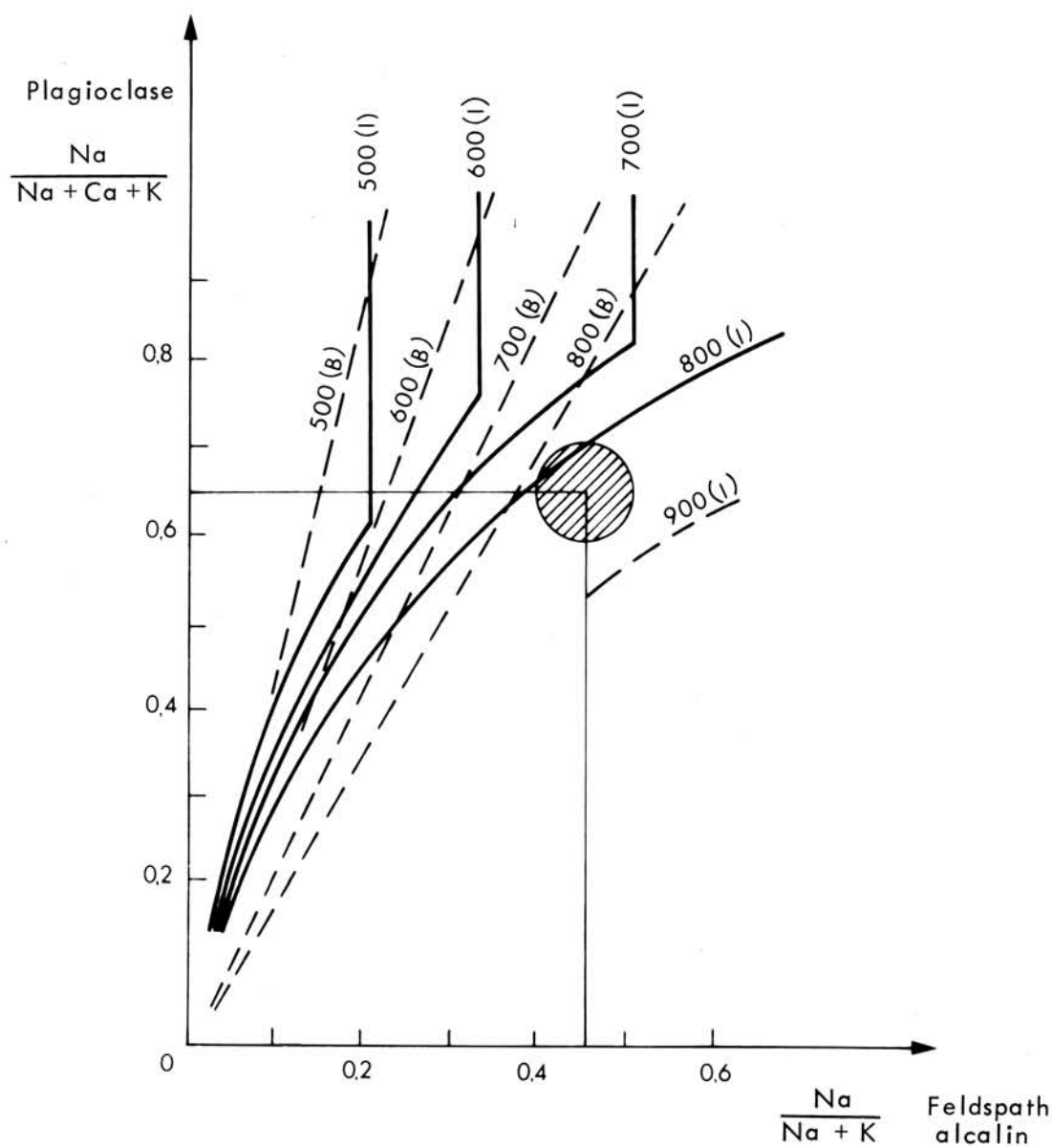


Fig. 19.- Géothermomètre de BARTH (1951-1955) modifié par IIYAMA (1966)



Ordre de grandeur des températures de cristallisation des feldspaths les plus anciens des roches khondalito-kinzigitiques.

—(B)—

Modèle semi-théorique de BARTH.

—(I)—

Modèle expérimental d'IIYAMA.

Cette méthode a été appliquée dans le cas d'un échantillon de granulite rubanée (HAM 66c – Séniquette). Le grenat et la biotite ont été extraits d'un niveau sombre et leurs analyses sont données dans le tableau III (grenat an. 12, biotite an. 15).

Les valeurs calculées sont :

$$\text{-- pour le grenat} \quad \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} = 0,41$$

$$\text{-- pour la biotite} \quad \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} = 0,43$$

Leur report sur les abaques de PERCHUK détermine une température de cristallisation légèrement supérieure à 800°C.

Cette donnée est, également, approximative car si l'on peut supposer que le grenat appartient bien à l'assemblage (A₁), seule une partie de la biotite est attribuable à cette paragenèse.

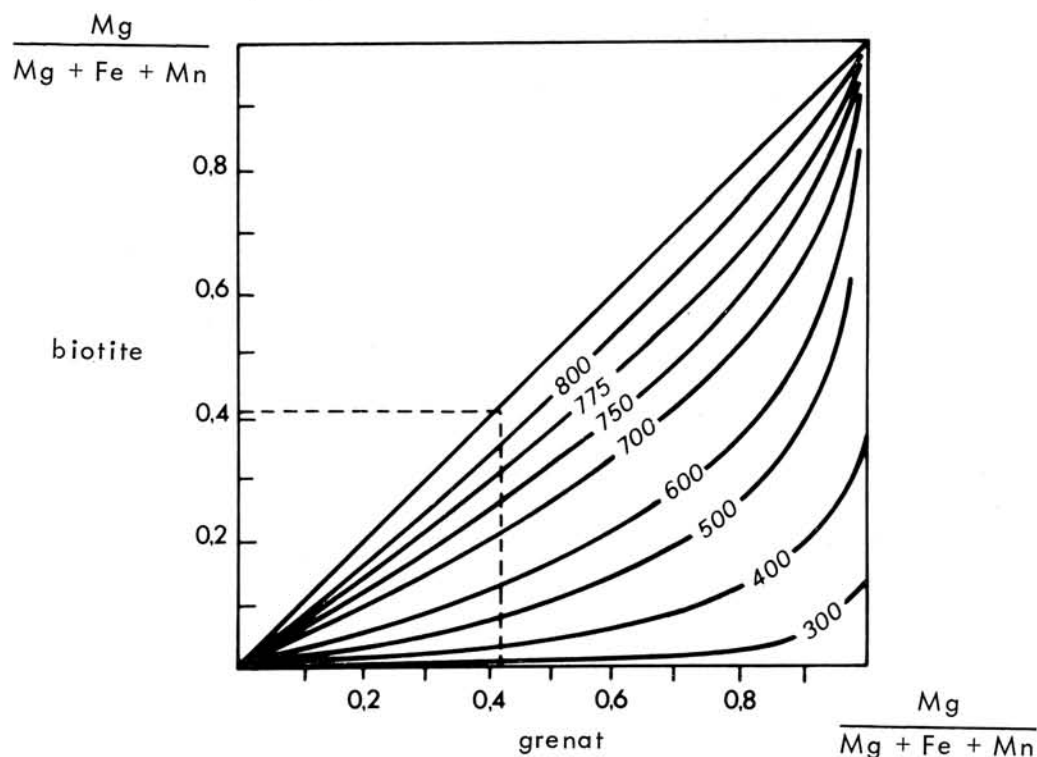


Fig. 20. – Géothermomètre biotite - grenat de PERCHUK (1969)
in BRON (1970).

X-2-4 TYPOLOGIE DES ZIRCONS

La typologie des zircons des granulites rubanées indique que ceux-ci ne sont pas hérités mais au contraire, de recristallisation, ils appartiennent donc vraisemblablement à l'assemblage (A₁). Leur température de cristallisation a été évaluée à environ 700°C (PUPIN et TURCO - communication personnelle).

Les conditions de température et de pression minimales lors de la cristallisation de l'assemblage (A₁) ont été définies par les différentes courbes de stabilité :

$$\begin{aligned} T &= 740^{\circ}\text{C} \\ P_{\text{lit}} &= 8,5 \text{ Kb} \end{aligned}$$

X-2-5 TEMPERATURE ET PRESSION LITHOSTATIQUE TOTALE RETENUES POUR L'ASSEMBLAGE INITIAL

Les différents géothermomètres et la typologie des zircons donnent des indications complémentaires à celles que révèle l'examen des paragenèses. L'ensemble de ces données permet de définir une fourchette de température comprise entre 700° et 900°. Cette dernière valeur est maximale et limite le domaine de cristallisation vers les hautes températures. Dans ce domaine, on peut considérer que 800°C est une valeur moyenne acceptable ; il lui correspond donc une pression lithostatique d'environ 10 Kb. Aucune valeur précise de la pression maximale ne peut être proposée.

X-3 EVOLUTION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES

Le domaine de cristallisation que l'on vient de déterminer appartient au faciès granulite de haute pression défini par GREEN et RINGWOOD (1967). A partir de l'assemblage (A₁), l'évolution des paragenèses s'effectue vers d'autres domaines caractérisés par des conditions thermodynamiques moins rigoureuses. Il s'agit d'une rétro-morphose.

La première transformation se déroule en climat dynamique ; il s'agit de la déstabilisation du grenat en disth-sillimanite, puis en sillimanite I. On franchit donc la courbe (1) d'inversion disthène \rightleftharpoons sillimanite, des hautes pressions vers les basses pressions. Rien n'indiquant une augmentation de température, la courbe représentative de l'évolution est une droite parallèle à l'axe des pressions. La sillimanite apparaît donc dans le faciès granulite de haute pression et ce n'est qu'ultérieurement (sillimanite prismatique II) que la courbe (A) est franchie. Cette dernière courbe limite vers les hautes pressions, selon GREEN et RINGWOOD, le domaine du faciès granulite de pression intermédiaire (appelé parfois faciès granulite de haute température).

L'évolution se poursuit par la prépondérance quantitative de la sillimanite sur le disthène métastable et la déstabilisation partielle du grenat au profit de la cordiérite et de la biotite.

On a donc atteint le domaine de la cordiérite magnésienne limité dans les basses pressions par la courbe (5) de SCHREYER et YODER (1964) et au-dessus de 5 Kb par celle de WINKLER (1967) (courbe 5') qui correspond mieux aux faits observés.

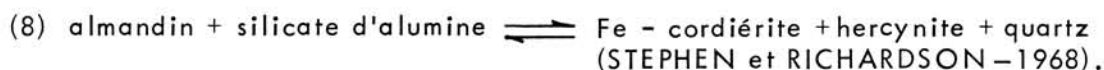
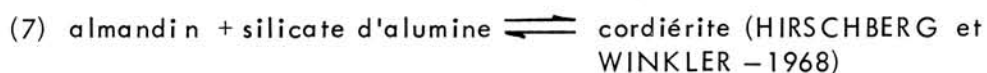
En fait, la cordiérite des granulites du Haut-Allier, qu'il n'a pas été possible d'analyser en raison de son degré de pinitisation, ne doit pas être purement magnésienne et le domaine de stabilité de cette dernière doit être limité par la courbe (6). Cette courbe définie par HIRSCHBERG et WINKLER (1968) correspond à l'équilibre :



La courbe (6) est franchie vers les basses pressions et l'on atteint le domaine du faciès granulite de basse pression puis celui du faciès amphibolite (courbes (B) et (C) de GREEN et RINGWOOD - 1968).

La cordiérite n'apparaît pas dans les granulites sans silicates d'alumine ; le grenat est métastable ; il semble donc que c'est à ce stade que cesse l'évolution rétro-morphique de ces roches.

Pour les gneiss khondalito-kinzigitiques, l'évolution se poursuit ; l'almandin tend à disparaître, ce qui implique le franchissement vers les basses pressions des courbes (7) et (8) de stabilité de ce minéral :



La muscovite est présente dans l'assemblage final des gneiss khondalito-kinzigitiques ; la courbe (5) de WINKLER est donc franchie et le stade final se trouve du côté des basses températures par rapport à cette courbe. A ce stade de l'évolution, il est probable que la pression partielle d'eau ($P(H_2O)$) soit égale à la pression lithostatique totale (P_{lt}). Si $P(H_2O) = 2 \text{ Kb}$, la courbe d'apparition de la muscovite sera (2') et la pression du stade final peut être légèrement inférieure à celle définie par la courbe (2).

Dans ces roches alumineuses, l'andalousite n'apparaît pas ; le domaine de ce stade final est donc limité du côté des basses pressions et basses températures par la courbe (1') qui représente d'après HOLDAWAY (1968-1971) la transition sillimanite \rightleftharpoons andalousite.

A partir d'un assemblage (A₁) du faciès granulite de haute pression, cette évolution rétro-morphique s'effectue par baisse de pression à température constante jusqu'à dans le faciès amphibolite ; ensuite, elle est le résultat d'une décroissance simultanée de la pression et de la température.

■■■■■■■■

CHAPITRE XI

LITHOLOGIE ORIGINELLE

L'étude pétrographique du groupe khondalito-kinzigitique n'a dévoilé qu'une évolution métamorphique rétrograde de ces roches à partir du sous-faciès granulite à CPx-almandin. Leur histoire antérieure, vraisemblablement longue et complexe, ne peut être dévoilée dans l'état actuel de nos techniques d'investigation. Les données chimiques fournies par l'analyse quantitative des éléments majeurs peuvent néanmoins être comparées à celles de différentes roches sédimentaires et éruptives et, par report sur des diagrammes étalonnés, fournir quelques précisions sur la nature originelle des roches étudiées. Cette investigation s'appuie sur un postulat : l'évolution polymétamorphique du groupe lithologique est une succession de phénomènes topochimiques.

XI-1 ORIGINE DES GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE

Ces roches, déjà décrites par d'autres auteurs et confondues avec d'autres types sous le nom de leptynites, ont des compositions chimiques globales proches de celles de matériaux volcaniques acides à tendance rhyolitique (plus rarement dacitique). Le report des données analytiques (analyses 33 à 39, Tableau VI) sur différents diagrammes permet de nuancer les conclusions :

a) Diagramme $\text{CaO} = f(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de DAVOINE (1969) - (fig. 21)

Les points représentatifs sont situés (à l'exception de l'analyse 36) dans le domaine des roches éruptives (ortho-leptynites). On distingue cependant deux groupes : le plus abondant à tendance rhyolitique (33-34-35-39) et l'analyse 37 correspondant à une granulite légèrement mobilisée (moins riche en potassium et sodium) qui présente une composition chimique à dacite.

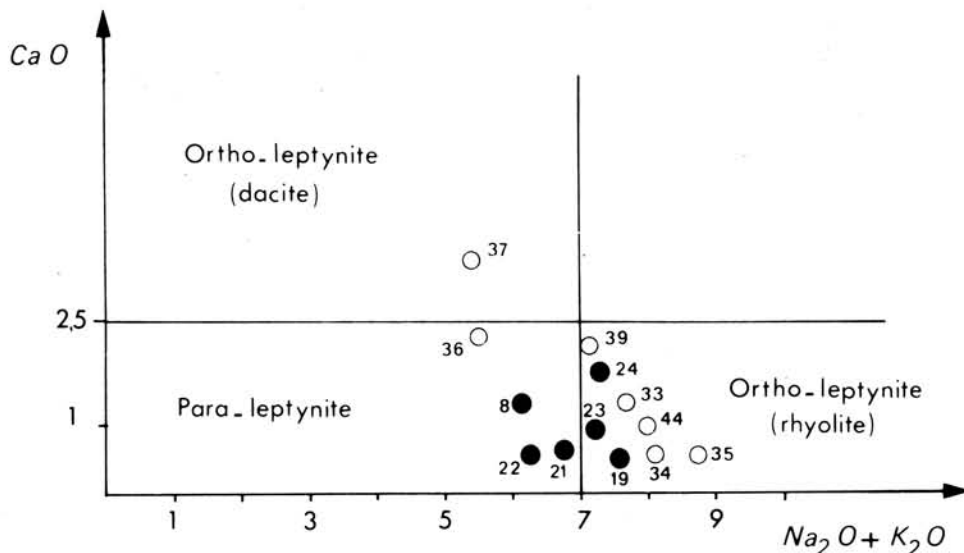


Fig. 21.- Diagramme $CaO = f(Na_2O + K_2O)$ (DAVOINE - 1969) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier.

b) Diagramme $Al/3 - K = f(Al/3 - Na)$ de DE LA ROCHE (1968) - (fig.22)

Tous les points représentatifs sont en dehors du "secteur sédimentaire" mais à part les analyses 33 et 34 qui sont situées dans le champ rhyolitique, les autres échantillons ont des compositions intermédiaires entre quartzites, arkoses et rhyolites. La tendance dacitique des roches 36 et 37 est confirmée.

c) Diagramme $MgO - Na_2O - K_2O$ de DE LA ROCHE et al. (1965-1968) - (fig.23)

Le report des points sur ce diagramme confirme l'origine ortho de ces granulites. L'échantillon 35 riche en potassium pourrait correspondre à un tuf rhyolitique contaminé par des sédiments arkosiques.

Cet examen montre que les granulites sans silicates d'alumine pourraient provenir d'anciens tufs rhyolitiques remaniés, plus ou moins contaminés par des sédiments arkosiques ou gréseux. La tendance dacitique de certains échantillons semble plus liée à un départ d'alcalins dû à un début de mobilisation, qu'à une composition originelle différente.

LEGENDE COMMUNE AUX FIGURES 21 - 22 - 23 - 24 - 25

- 1 - Gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 66p) - S  niquette (43)
- 2 - Gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 78e) - Sarniat (43)
- 3 - Gneiss khondalitique    disthène (HAM 92a) - Agnat (43)
- 4 - "Granulite    disthène" - Courtilles (43) - in LASNIER (1968)
- 8 - "Niveau clair" au sein de gneiss khondalito-kinzigitique (HAM 78g) - Azérat (43)
- 19 - Granulite rubanée    disthène (niveau clair) (HAM 66cc) - S  niquette (43)
- 20 - Granulite rubanée    disthène et biotite (niveau foncé) (HAM 66cf) - S  niquette (43)
- 21 - Granulite rubanée    nodules de sillimanite et quartz (HAM 66a) - S  niquette (43)
- 22 - Granulite rubanée    nodules de sillimanite et quartz (HAM 66f) - S  niquette (43)
- 23 - Granulite rubanée intermédiaire (HAM 66b₂) - S  niquette (43)
- 24 - Granulite rubanée intermédiaire (HAM 66b₁) - S  niquette (43)
- 33 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 16f) - Chantel (43)
- 34 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 23h) - "Le Merle" (43)
- 35 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 1x) - Chantel (43)
- 36 - Granulite sans silicates d'alumine (HAM 60c) - Peygerolle (43)
- 37 - Granulite sans silicates d'alumine - légèrement mobilis  e (HAM 8) - Chantel (43)
- 39 - "Leptynite à biotite". N. de Montgon - in FORESTIER (1961).
- 40 - Gneiss à biotite et sillimanite (HAM 80b) - Champagnac-le-Vieux (43)
- 41 - Gneiss à biotite et sillimanite (en nodules) - (HAM 55n) - "Passebarial" (43)
- 42 - Moyenne de gneiss à biotite et sillimanite du Haut-Allier (5 analyses) in GOURGAUD-1973-p.XV,n  1
- 43 - Gneiss à biotite et sillimanite - Cissac près St-Ilpize (43) - in FORESTIER (1961)
- 44 - Gneiss leptynique à amphibole - HAM 55b - "Passebarial" (43) - moyenne de 2 analyses.
- 46 - Anatexite    sillimanite et cordiérite - HAM 66e - S  niquette (43)
- 47 - Moyenne de deux analyses d'anatexites grenues    cordiérite - in FORESTIER (1961) - an. 113 et 554, p. 68.

★ Gneiss khondalito-kinzigitiques, gneiss à biotite et sillimanite, anatexites    cordiérite.

● Granulites    silicates d'alumine.

○ Granulites sans silicates d'alumine.

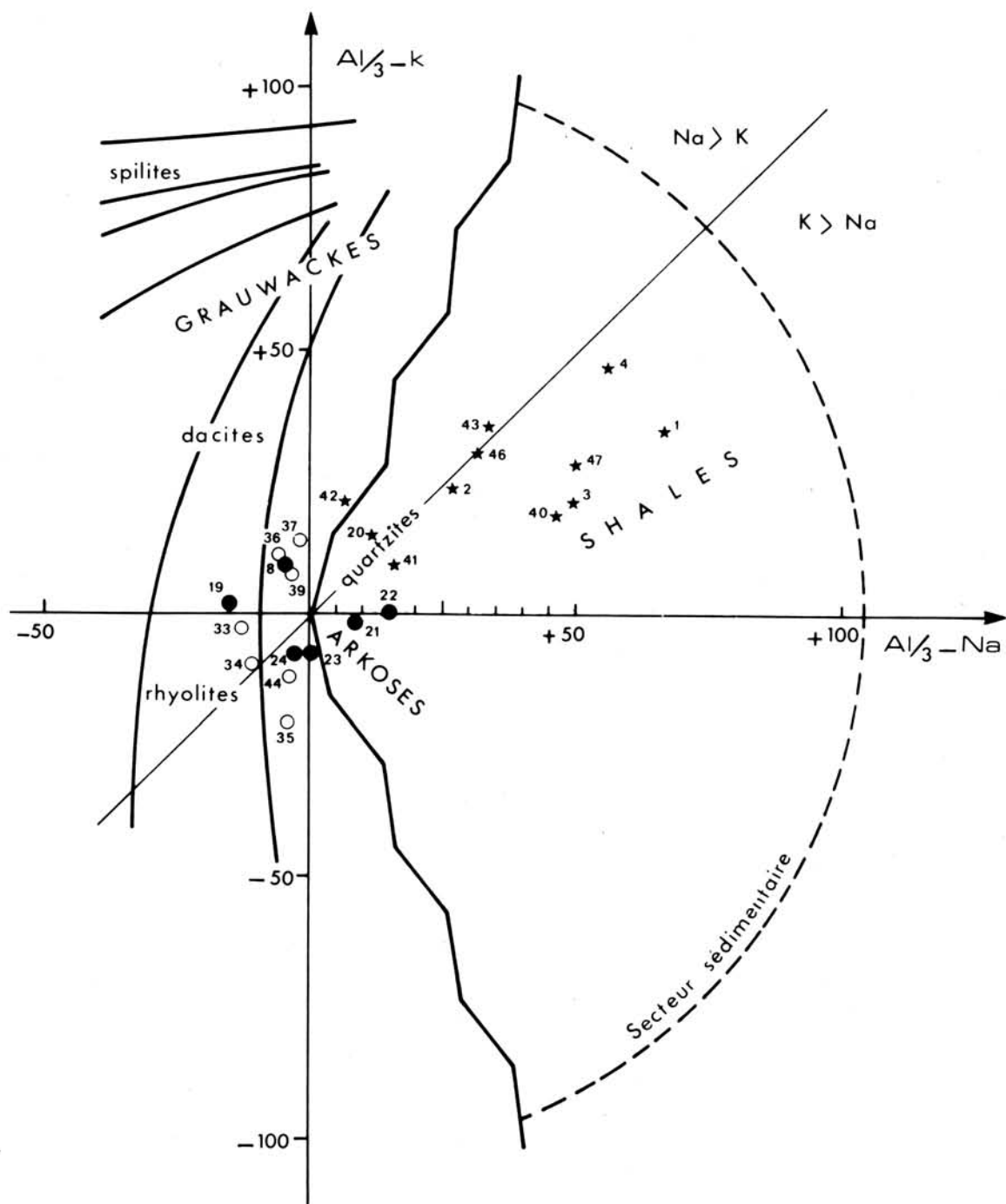


Fig. 22.- Diagramme $Al/3 - K = f(Al/3 - Na)$ (DE LA ROCHE - 1968) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier.

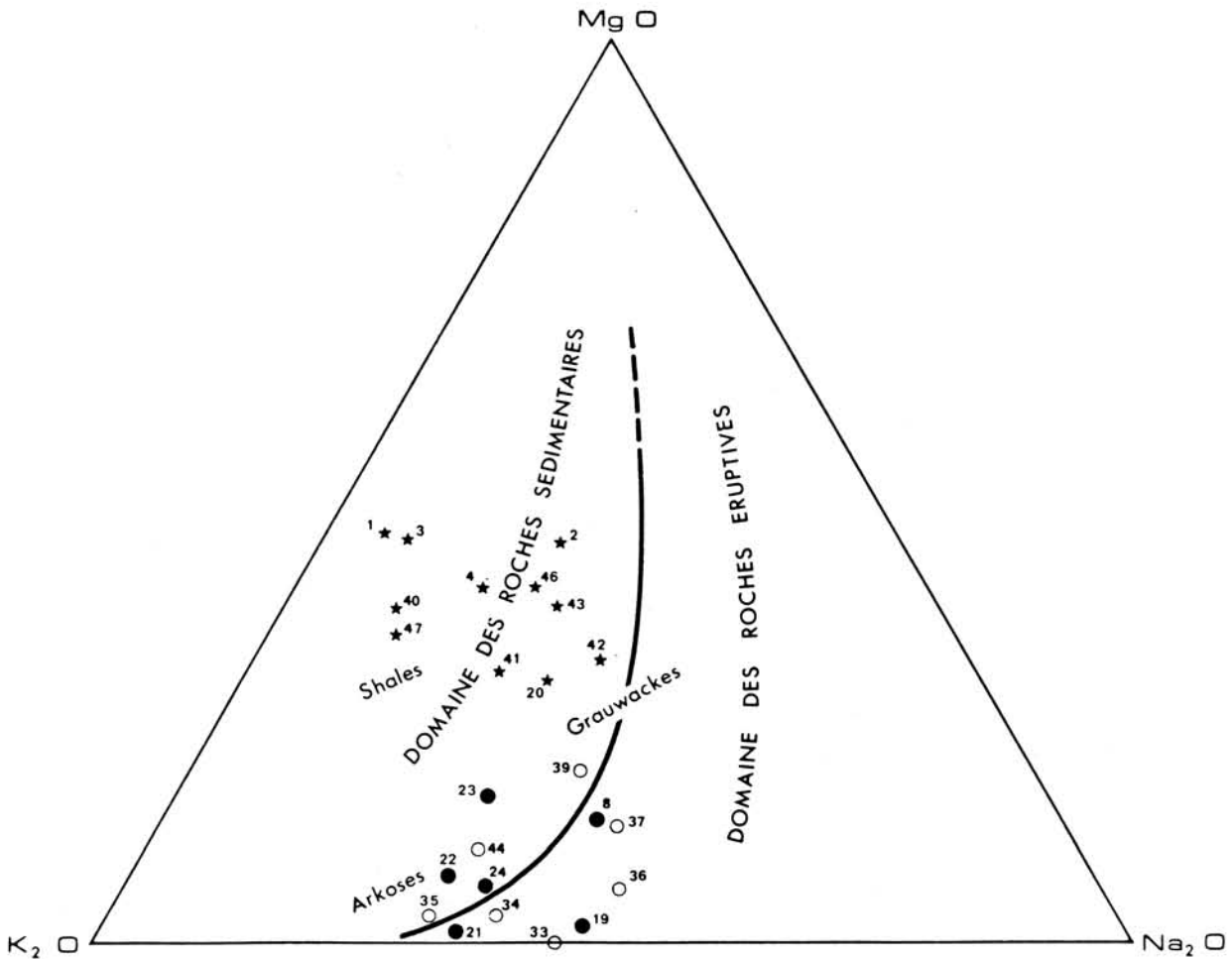


Fig. 23.- Diagramme MgO , K_2O , Na_2O (DE LA ROCHE et al. - 1965-1968) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier.

XI-2 ORIGINE DES GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUES

Aux analyses des gneiss khondalito-kinzigitiques ont été jointes celles des gneiss à biotite et sillimanite et des anatexites à cordiérite. Le nuage homogène de leurs points représentatifs sur différents diagrammes confirme le caractère topochimique de la rétro-morphose et de la migmatisation.

a) Diagramme $Al/3-K) = f(Al/3-Na)$ de DE LA ROCHE (1968) - (fig.22)

L'ensemble de ces roches alumineuses est situé dans le secteur sédimentaire. La nature originelle des échantillons varie des quartzites aux shales, la teneur en potassium étant en moyenne supérieure à la teneur en sodium.

b) Diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ de DE LA ROCHE et al. (1965-1968) - (fig.23)

Les analyses de tous les échantillons correspondent à des roches d'origine sédimentaire de composition pélitique, riches en quartz.

XI-3 ORIGINE DES GRANULITES RUBANÉES

Ces roches alumineuses où alternent niveaux sombres et niveaux clairs sont fréquemment signalées dans les séries granulitiques européennes (Galice, Saxe, Sud de l'Autriche, Bohême, Silésie, etc...) et leur origine reste fortement discutée.

XI-3-1 LES NIVEAUX SOMBRES

Leur aspect et leur minéralogie ont conduit à les assimiler aux gneiss khondalito-kinzigitiques. L'analyse de l'un de ces niveaux (20) montre sur les figures 22 et 23 qu'il s'agit d'une roche quartzique d'origine sédimentaire (pélite quartzitique).

XI-3-2 LES NIVEAUX CLAIRS

Dans ces roches alumineuses à silicates d'alumine exprimés, on distingue trois types :

- analyse (19) : échantillon à disthène dominant, sans biotite ;
- analyses (21-22) : échantillons sans biotite, à disthène et nodules de sillimanite et quartz ;
- analyses (23-24) : échantillons moins alumineux à rares nodules de sillimanite et quartz et un peu de biotite (2 % environ) ; ce sont des niveaux appelés "intermédiaires".

Cette distinction macroscopique et minéralogique se retrouve lors du report des points représentatifs de ces échantillons sur les différents diagrammes (fig. 21-22-23).

- L'analyse 19 correspond, dans les trois diagrammes, à une roche d'origine "ortho" à tendance rhyolitique ;

- les analyses 21 et 22, un peu moins alumineuses, moins riches en Na_2O , sont à la limite des domaines sédimentaires et éruptifs, très proches d'une composition d'arkose (1) ;

- les analyses 23 et 24 se situent, comme le laissaient présager leur aspect et leur minéralogie, entre le domaine éruptif des niveaux clairs à disthène et le domaine sédimentaire des gneiss khondalito-kinzigitiques (niveaux sombres).

Les niveaux clairs peu affectés par la rétro-morphose présentent donc un chimisme de roches éruptives (tufs rhyolitiques) tandis que les niveaux de type "intermédiaire" ont une composition se rapprochant de celles d'arkoses.

XI-3-3 PROBLEME DES TEXTURES RUBANÉES

Ce type de texture n'est pas caractéristique des roches du faciès granulite et a été décrit par de nombreux auteurs. Dans une synthèse bibliographique sur ce sujet, DIETRICH, en 1961, a compilé un grand nombre d'hypothèses génétiques concernant ces roches. Ces hypothèses souvent proches les unes des autres reflètent cinq tendances principales :

- Relique magmatique :

Bien que des roches ayant l'aspect de gneiss rubanés soient décrites dans le complexe de Bushveld, ce cas reste exceptionnel. Le processus de différenciation magmatique qui leur a donné naissance ne conduit pas typiquement à des "gneiss rubanés" : le rubanement est plus diffus, l'épaisseur des lits successifs est très variable et surtout la formation n'est pas uniquement formée de deux types de "lits", mais de plusieurs qui se distinguent les uns des autres par une composition chimique légèrement différente.

- Stratification supracrustale :

La texture des gneiss rubanés reflète probablement dans la majorité des cas (directement ou indirectement) une stratification sédimentaire ou volcanosédimentaire originelle.

(1) L'apparition des nodules de sillimanite et quartz a été schématisée (paragraphe III-6-4) par le bilan chimique suivant : faible apport d'aluminium dû à la déstabilisation du disthène des niveaux voisins et "désalcalinisation" des feldspaths. Cette hypothèse semble confirmée par les analyses 21 et 22 qui montrent un déficit en Na_2O par rapport à celle d'un niveau comparable (19) sans nodules.

- Migmatisation :

La migmatisation peut intervenir dans la formation de textures rubanées ; elle se traduirait par deux phénomènes : l'injection lit par lit et l'anatexie différentielle. Dans les deux cas, la migmatisation ne ferait qu'accentuer une texture hétérogène pré-existante. L'injection lit par lit serait favorisée par des anomalies physiques dans le matériel initial (joints stratigraphiques, plans structuraux) tandis que l'anatexie différentielle se développerait à la faveur d'une hétérogénéité chimique. Si cette hypothèse est retenue, l'injection lit par lit ne doit pas être considérée comme un phénomène se déroulant en climat statique car le rubanement qu'il provoquerait n'aurait pas la régularité typique des gneiss rubanés. Une "injection" syntectonique paraît plus en harmonie avec les faits observés.

- Métasomatose :

Ce phénomène qui a été invoqué pour expliquer la genèse des gneiss rubanés intervient vraisemblablement d'une façon minime ; il peut accentuer un rubanement pré-existant ; il ne saurait en être la cause unique.

- Différenciation métamorphique :

Ce terme général recouvre la plupart des phénomènes invoqués ci-dessus et les fait intervenir dans une plus ou moins large mesure suivant les cas étudiés. En effet, il semble peu probable qu'une texture rubanée puisse apparaître sans qu'il existe une hétérogénéité (physique et surtout chimique) du matériel originel. Anatexie et métasomatose localisée peuvent alors accentuer une différenciation potentielle, ces phénomènes étant favorisés par une tectonisation intense. Dans le cas des granulites rubanées du Haut-Allier, les analyses chimiques montrent qu'actuellement les niveaux sombres ont une composition de pélites quartziques tandis que celle des niveaux clairs est voisine de celle des tufs rhyolitiques. Deux hypothèses peuvent être proposées :

1) Les compositions actuelles des différents niveaux reflètent exactement celles des matériaux originels ; auquel cas, ces roches résultent d'une sédimentation volcanosédimentaire affectée ultérieurement par un métamorphisme prograde intense (faciès granulite), puis finalement plus ou moins rétro-morphosées. Cette hypothèse est celle admise par ZOUBEK (1927) et par bon nombre d'auteurs tchécoslovaques, pour expliquer en Bohême la genèse de granulites tout à fait semblables à celles du Haut-Allier. De telles roches étant connues dans presque tous les gisements de granulites d'Europe, cela implique, si ces roches sont contemporaines, des conditions semblables de sédimentation pélitique alternant avec des épisodes volcaniques. Ce phénomène volcanosédimentaire affectant une aussi grande surface correspondrait à des conditions géologiques non renouvelées depuis lors.

Si les granulites rubanées européennes ne sont pas contemporaines, leur similitude est troublante et l'origine des niveaux clairs n'est peut-être pas à rechercher dans les vestiges d'un volcanisme ignimbritique épisodique.

L'aspect actuel de ces roches est largement tributaire d'une tectonisation syn-granulitique intense.

2) Le chimisme des différents niveaux a été affecté par les vicissitudes métamorphiques qu'ont subies les granulites rubanées.

L'ensemble de ces roches est d'origine "para" et correspond à une sédimentation grésopélitique, parfois arkosique. Une hétérogénéité chimique (pélites - grès - arkoses) et physique (litage) existe d'origine initiale. Lors du métamorphisme prograde, le matériel tend à perdre les fluides qu'il contient (H_2O) ; cette déshydratation est indispensable pour atteindre les conditions thermodynamiques du faciès granulite sans fusion complète du matériel acide. Mais il n'est pas impossible qu'une fusion partielle intervienne (BROWN et FYFE - 1970-1972) et que l'ensemble des processus qui provoquent une différenciation métamorphique (anatexie partielle, injection lit par lit, métagmatose limitée) accentue l'hétérogénéité initiale de la série sédimentaire. La recristallisation post-anatexique au sein du faciès granulite de haute pression peut conduire à une roche "largement grenue" dont une tectonisation intense (synganulitique) ne laisse subsister que des cristaux relictuels (phénoclastes) "baignant" dans une matrice granuloblastique.

Cette anatexie primaire (anté ou synganulitique) a déjà été invoquée par KORNPROBST (1971) et LEYRELOUP (1973) dans des séries granulitiques comparables à celle du Haut-Allier ; elle expliquerait la présence de "filons intrafoliaux" ou de "niveaux" de composition granitique affectés par le métamorphisme granulitique.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de choisir entre les deux hypothèses proposées ; une étude chimique des éléments-traces et des isotopes de l'oxygène qui pourrait peut-être préciser l'origine volcanique ou non des niveaux clairs, est envisagée.

XI-4 ANALOGIE AVEC D'AUTRES SERIES EUROPEENNES

Sans que l'on sache si les séries granulitiques de l'Europe moyenne sont contemporaines (les datations absolues sont inexistantes ou peu fiables), il est curieux de constater qu'elles sont incluses au sein de socles métamorphiques anciens souvent attribués au Précambrien. Ces séries, qui ont été citées au cours de la partie descriptive de cette étude, présentent de nombreuses analogies avec celle du Haut-Allier. C'est le cas en France des "granulites" des Vosges (VON ELLER - 1961 ; HAMEURT - 1968 ; FLUCK - 1971) et de Bretagne méridionale (FORES-

TIER et al. – 1974) ; à l'étranger, on peut citer les séries de Galice (Espagne) (VOGEL – 1967 ; HUBREGTSE – 1973 ; ENGELS – 1972, etc...), de Saxe (SCHEUMANN – 1961 ; BEHR – 1964, etc...), du sud de l'Autriche (SCHARBERT – 1963b, 1964a-b ; etc...), de Tchécoslovaquie (ZOUBEK – 1965 ; MATÉJOVSKÁ – 1967 ; LOSERT – 1971 ; FEDIUK et al. – 1971-1974 ; DUDEK et al. – 1974 ; etc...), de Silésie (KOZŁOWSKI – 1961 ; ANSILENSKI – 1973 ; MORAWSKI – 1973 ; SMULIKOWSKI – 1973 ; etc...), etc ...

Dans toutes ces régions, les "granulites" affleurent en septa, de taille variable (souvent modeste : quelques kilomètres au plus) au sein de gneiss et migmatites. On y distingue, comme en Haut-Allier, des roches riches en silicates d'alumine (disthène et sillimanite) et des niveaux moins alumineux dans lesquels peut apparaître l'hypersthène. La présence de cet orthopyroxène reste cependant exceptionnelle dans les roches acides.

Il nous a été donné de comparer un certain nombre d'échantillons de granulites européennes avec celles du Haut-Allier ; ce sont celles de Tchécoslovaquie qui s'en rapprochent le plus. Leur aspect macroscopique et leur minéralogie sont identiques ; leur composition chimique présente de légères différences.

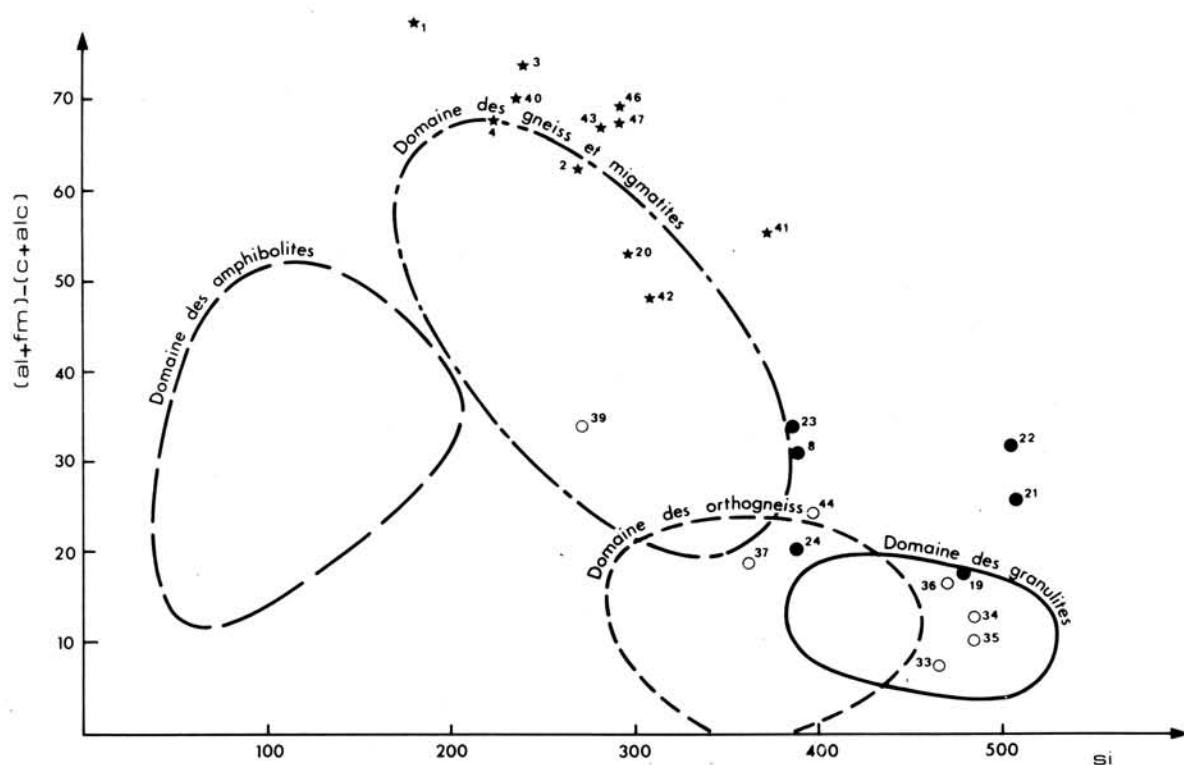


Fig. 24. – Diagramme $(al + fm) - (c + alc) = f(Si)$ (paramètres de NIGGLI) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier ; comparaison avec les domaines lithologiques définis dans le Moldanubien (in VESELA – 1967).

Le report des analyses des roches acides du Haut-Allier sur des diagrammes $(al + fm) - (c + alc) = f(si)$ (fig. 24 et 25) met en évidence un pourcentage plus élevé d' Al_2O_3 qui déplace les points représentatifs vers la limite supérieure du domaine des gneiss et migmatites.

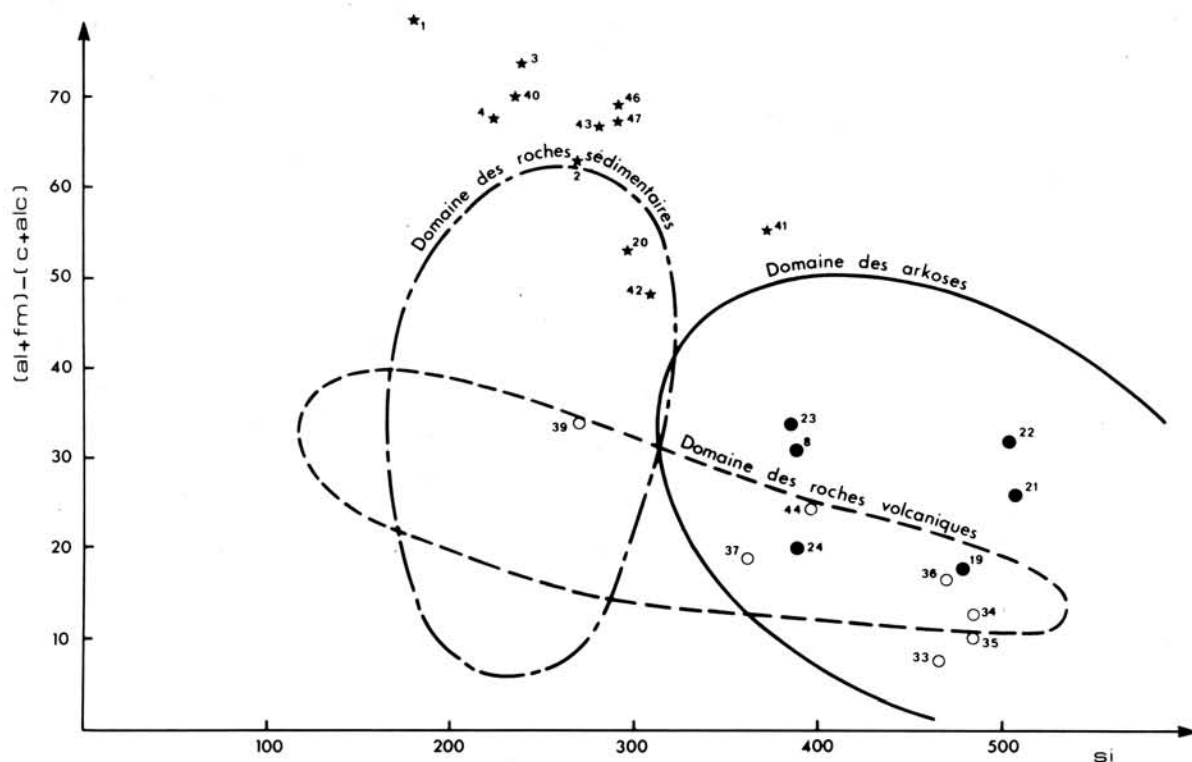


Fig. 25. – Diagramme $(al + fm) - (c + alc) = f(si)$ (paramètres de NIGGLI) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier ; comparaison avec les domaines des volcaniques, des roches sédimentaires et des arkoses (in VESELÁ (1967)).

Si les caractères qui viennent d'être énumérés montrent que cette série catazonale est d'origine mixte : magmatique et sédimentaire, on doit rappeler ici que rien ne s'oppose, bien au contraire, à y voir le sommet de la série charnockitique dont les enclaves remontées par les volcans néogènes nous prouvent l'existence en profondeur. Or, l'étude de ces enclaves a permis à LEYRELOUP (1973) de conclure à la coexistence intime de roches à chimisme para et ortho.

Cette remarque ne fait que déplacer le problème : à partir de quel matériel et à quel moment sont apparues les séries charnockitiques dans l'histoire de la Terre ?

■■■■■■■■■■

CONCLUSIONS

La première partie de ce mémoire est consacrée à la description pétrographique des roches acides à paragenèses granulitiques qui affleurent dans le Bassin du Haut-Allier, en septa de taille variable, au sein d'un ensemble mésozonal gneissique et migmatitique, tandis que les relations de ces reliques granulitiques avec l'encaissant ne sont abordées que dans la deuxième partie.

Cette étude a montré l'existence de reliques polymétamorphiques nombreuses et d'un volume parfois important, dans lesquelles une succession de réactions, souvent de type coronitique, traduit une évolution rétro-morphique que l'on observe plus aisément dans les roches à silicates d'alumine (gneiss khondalito-kinzigitiques et granulites rubanées) que dans celles qui en sont dépourvues ; ces derniers minéraux enregistrent en effet par leur polymorphisme les variations des conditions thermodynamiques et participent à un grand nombre de réactions interminérales.

Dans les roches alumineuses du faciès granulite où sont conservées les traces de paragenèses successives, l'assemblage minéral le plus ancien est le suivant :

— quartz, orthose mésoperthitique, oligoclase antiperthitique, disthène, grenat, \pm biotite, rutile, monazite, \pm graphite, apatite, zircon, minerais, \pm corindon.

Cet assemblage caractérisant des conditions de cristallisation dans le sous-faciès granulite de haute pression (DE WAARD — 1965 ; GREEN et RINGWOOD — 1967) n'est observable que partiellement car l'ensemble granulitique a subi, dans ce sous-faciès une tectonisation intense. Cet épisode tectonique a largement affecté la trame quartzofeldspathique ; les feldspaths de l'assemblage anté-tectonique ne sont conservés qu'à l'état de phénoclastes relictuels au sein d'une matrice granuloblastique recristallisée.

Cette recristallisation post-tectonique semble s'être effectuée dans des conditions thermodynamiques où la pression lithostatique totale joue un rôle moins important que la température (sous-faciès granulite de haute température (DE WAARD — 1965 ; GREEN et RINGWOOD — 1967)).

Avec les seuls renseignements fournis par l'étude des roches acides, il est difficile d'affirmer que cette évolution thermodynamique qui traduit une baisse de pression dans le faciès granulite, s'est faite à température constante ou bien avec une légère augmentation de température (100°C au maximum). Vis à vis de la pression lithostatique totale, cette évolution correspond dans les deux cas à une rétro-morphose.

Cette rétro-morphose se traduit minéralogiquement par la déstabilisation du disthène et par un certain nombre de réactions coronitiques :

— Le disthène évolue tout d'abord in situ, ses clivages disparaissent et les cristaux résultants de cette transformation correspondent à des formes intermédiaires ("disth-sillimanite" — LEYRELOUP—1973) qui cristallisent ensuite en sillimanite prismatique I. On observe parallèlement une corrosion du disthène par du quartz (liseré périphérique et gouttelettes dans les cristaux). Ce phénomène semble libérer au sein de la phase fluide, l'aluminium nécessaire à la formation de sillimanite prismatique II. Cette seconde génération de sillimanite peut cristalliser, soit directement aux dépens de la sillimanite I, du "disth-sillimanite", ou même du disthène métastable qu'elle pseudomorphose, soit sans nuclei visibles, au sein de la matrice quartzofeldspathique.

Dans les niveaux clairs des granulites rubanées à silicates d'alumine, la déstabilisation du disthène est à l'origine de la formation de nodules de sillimanite et quartz. La "désalcalinisation" (LOSERT—1968) des feldspaths n'intervient que dans une faible mesure et favorise la croissance du nodule.

— Parallèlement à la déstabilisation du disthène, les nouvelles conditions thermodynamiques (haute température) font apparaître les réactions coronitiques suivantes :

"1" grenat (alm-pyr) + silicate d'alumine \longrightarrow spinelle + quartz

"2" grenat (alm-pyr) + silicate d'alumine \longrightarrow cordiérite + spinelle

Ces deux réactions, limitées dans les échantillons observés, peuvent être simultanées et les minéraux résultants étroitement associés en un assemblage symplectitique.

"3" grenat (alm-pyr) + feldspath K + H₂O \longrightarrow biotite + sil. d'alumine + quartz

"4" biotite + sil. d'alumine + quartz \longrightarrow cordiérite + orthose + H₂O

"5" grenat + orthose \longrightarrow cordiérite + quartz + K₂O.

Ces deux réactions ("4" et "5") sont particulièrement développées dans les migmatites où elles précèdent la mobilisation de la trame quartzofeldspathique. Le rôle prépondérant des silicates d'alumine (en particulier du disthène) dans l'apparition de la cordiérite a été observé dans des reliques de gneiss khondalito-kinzigitiques au sein de migmatites (Les Rochers de Lisoul, Cne de St Cirgues).

La répartition irrégulière du disthène et du grenat conduit, par le développement des réactions "4" et "5", à l'apparition de concentrations de cordiérite ; la mobilisation de la trame quartzofeldspathique tend à les individualiser, ce qui, après recristallisation, donne l'aspect caractéristique des migmatites à nodules de cordiérite.

Cette anatexie affecte irrégulièrement la série granulitique et, si à l'échelle cartographique on met en évidence des "fronts de migmatisation" (FORESTIER—1961), dans le détail, les limites des zones mobilisées sont floues et vraisemblablement liées à des variations locales de la pression partielle de vapeur d'eau.

La migmatisation n'intéressant qu'une partie de la série granulitique, les roches non affectées par ce phénomène poursuivent leur évolution rétro-morphique dans le faciès amphibolite. Les granulites sans silicates d'alumine donnent des leptynites par le jeu de la recristallisation des feldspaths. Les gneiss khondalito-kinzigitiques évoluent en gneiss à biotite et sillimanite. Le passage des uns aux autres peut être observé à l'affleurement (Azérat), il est progressif mais rapide ; il est caractérisé par les transformations suivantes :

- orthose mésoperthitique —> orthose —> microcline
- oligoclase antiperthitique —> oligoclase
- disthène —> "disth-sillimanite" —> sillimanite I, puis II —> fibrolite
- grenat —> biotite puis chlorite
- rutile —> ilménite —> hématite.

Dans la zone orientale du synclinorium de Massiac, la rétro-morphose est accentuée et le mica blanc apparaît :

- soit en un feutrage de fines paillettes aux dépens des silicates d'alumine,
- soit en rosettes, au sein du feldspath potassique.

Cette rétro-morphose qui est favorisée par une phase tectonique cisailante individualisant les septa granulitiques, conduit, à la limite, à des roches constituées de quartz, de phyllites et d'yeux relictuels de feldspaths. Cette paragenèse est celle de "micaschistes à résidus".

Au sein du groupe des roches alumineuses, le schéma évolutif proposé qui fait évoluer les gneiss khondalito-kinzigitiques, d'une part en gneiss à biotite et sillimanite (voire même en roches à aspect micaschisteux), et d'autre part en migmatites, est confirmé par des constatations à l'affleurement, par des observations minéralogiques et par l'identité chimique de ces roches.

HISTOIRE METAMORPHIQUE DE LA REGION

Ces observations, bien que répétées en de nombreux endroits, restent dans l'état actuel de nos investigations, localisées et partielles ; elles conduisent à deux hypothèses quant à l'histoire métamorphique de cette région :

1) L'ensemble lithologique affleurant actuellement au cœur du Massif Central (Haut-Allier) est la partie supérieure d'un important complexe charnockitique dont on connaît l'existence en profondeur, grâce aux documents que constituent les enclaves remontées par les volcans néogènes (LEYRELOUP - 1973). Cela implique que ce complexe d'origine mixte (plus magmatique en profondeur, plus sédimentaire ou volcano-sédimentaire vers la surface) ait subi un métamorphisme prograde (1) jusque dans les conditions du faciès granulite de haute pression et qu'ensuite une rétro-morphose ait fait évoluer les paragenèses jusque dans le faciès amphibolite. Cette rétro-morphose, favorisée par les actions tectoniques et par une augmentation locale de la pression partielle de vapeur d'eau, a préservé les quelques reliques que sont les septa granulitiques actuellement observables.

La présence de nombreuses reliques catazonales de roches basiques, ultrabasiques et carbonatées vient à l'appui de cette hypothèse (FORESTIER, LASNIER, MARCHAND - mémoire en préparation).

2) Les septa granulitiques (qu'ils soient acides, basiques, ultrabasiques ou carbonatés), appartiennent à une zone de transition entre un complexe charnockitique sous-jacent et une écorce métamorphisée dans le faciès amphibolite. La présence de ces très nombreux septa serait due à une variation locale de la nature de la phase fluide :

- phase fluide riche en H_2O —→ faciès amphibolite
- phase fluide riche en CO_2 ou autres composés organiques —→ faciès granulite.

Après la phase prograde d'un métamorphisme n'atteignant que localement les conditions du faciès granulite, la rétro-morphose "banaliserait" l'ensemble de la série à l'exception de quelques reliques.

Cette interprétation conduit donc à distinguer, par exemple, des gneiss à biotite et sillimanite dérivant de la rétro-morphose de gneiss khondalito-kinzigitiques et des gneiss à biotite et sillimanite résultant d'un métamorphisme prograde n'ayant jamais atteint le faciès granulite.

Les méthodes de minéralogie et pétrographie "classiques" n'ont pas permis de faire une telle distinction au sein des gneiss à biotite et sillimanite, mais des études partiellement en cours sur la chimie des éléments traces, les isotopes

(1) Il existe peu de traces de ce métamorphisme prograde ; dans les roches acides, la présence de staurotide pourrait être interprétée comme telle :
staurotide + quartz —→ disthène + grenat + H_2O

de l'oxygène et les isotopes du carbone (graphite) pourraient peut-être lever cette indétermination.

La découverte d'une série granulitique au cœur du Massif Central français est une donnée nouvelle qui modifie sensiblement les perspectives de l'histoire géologique du "noyau arverne".

En effet, les datations absolues effectuées jusqu'alors, sont en nombre insuffisant pour avoir une idée précise de l'âge de ces séries métamorphiques-reliques. Les arguments structuraux et stratigraphiques en font cependant un ensemble anté-hercynien et vraisemblablement précambrien.

La découverte de ces reliques catazonales en Haut-Allier et l'indice de séries comparables, aux confins du Bourbonnais et de l'Auvergne (série de la Sioule), dans les Monts du Lyonnais, au cœur du Rouergue cristallin et en Bretagne méridionale (Baie d'Audierne, série de St Nazaire, etc...) confirment l'unité d'un socle ancien (précambrien) rajeuni en dernier lieu par l'orogénèse hercynienne. Ces constatations sont confirmées, tout au long de l'ancienne chaîne varisque, par la persistance de séries granulitiques relictuelles identiques : Galice (NW de l'Espagne), Bretagne, Massif Central français, Vosges, Saxe, Bohême, etc

Doit-on voir, à travers les similitudes frappantes de ces différentes séries granulitiques européennes, les témoins d'un seul et même ensemble originel ou bien la répétition dans l'histoire géologique de conditions thermodynamiques particulières qui ne semblent s'être réalisées qu'à l'époque précambrienne ?

Une étude comparée de ces massifs et en particulier des recherches géochronologiques, apporterait peut-être une solution à ce problème.

■■■■■■■■

BIBLIOGRAPHIE

**LES ABREVIATIONS DES PERIODIQUES SONT CELLES
EMPLOYEES PAR :**

WORLD LIST OF SCIENTIFIC PERIODICALS
4^{ème} édition

BUTTERWORTHS - London - 1963

- ALBEE A.L., CHODOS A.A. (1969).— Minor element of coexistent Al_2SiO_5 polymorphs.
Am. J. Sci., 267, 310-316.
- ALTHAUS E. (1967).— The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study.
Contr. Mineral. and Petrol., 16, 29-44.
- ANSILEWSKI J. (1973).— Feldspars from the metamorphic series of the Gory Bialskie and Goryzlote ranges in the Sudetes.
Geol. Sudetica, 7, 112-124, 21 pl. h.t.
- ANTHONIOZ P.M. (1971).— Les mylonites profondes. Etude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique.
Sciences Terre, 26, 109 à 155 + 3 pl. h.t.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1957).— Sur la signification de la sillimanite dans les Pyrénées.
C.R. somm. Séanc. Soc. géol. Fr., 141-143.
- BARD J.P. (1969).— Le métamorphisme régional progressif des sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne) ; sa place dans le segment hercynien sub-ibérique.
Thèse — Montpellier — 398 p.
- (1970).— Composition of hornblendes formed during the hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain).
Contr. Mineral. and Petrol., 28, 117-134.
- BARTH T.W. (1951).— The feldspar geologic thermometer.
Neues Jb. Miner. Abh., 82, 143.
- (1955).— Presentation of rock analyses.
J. Geol., 63, 348-363.
- BEHR H.J. (1961).— Beiträge zur petrographischen und tectonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges (mit Anlagenmappen).
Freiberger Forschttft., C 119.
Akademie Verlag, Berlin. (un volume de cartes et photos).
- (1964).— Die Korngefügefazies der Zweigürteltektonite im Kristallinen Grundgebirge Sachsens.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berl., 1, 46-54.
- et al. (1971).— Granulites. Results of a discussion I.
Neues Jb. Miner. Mh., 3, 97-123.

- BERMAN J. (1955).— Identification of metamict minerals by X-ray diffraction. *Am. Miner.*, 40, 805-827.
- BERTHELSEN A. (1960).— Structural studies in the Pre-Cambrian of Western Greenland : II Geology of Tovqussap Nunâ. *Medd. om Grønland*, 123, 1, 223 p., 4 pl. h.t.
- BINNS R.A. (1964).— Zones of progressive metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. *J. geol. Soc. Aust.*, 11, 283-330.
- BODARENKO L.P. (1966).— Aljumokremnistyje metasomatity v komplekse regionalno metamofizovanykh porod. In "Ultrametamorphizm i metasomatoz dokembrijskich formacij S.S.S.R.". *Akad. nauk. S.S.S.R.*, 88-99.
- BOGDANOFF S. (1969).— Sur la sillimanite de la zone axiale de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse, Hérault). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, 2163-2166.
- (1973).— Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse, Hérault). *Bull. B.R.G.M.*, 1, 1, 1-28, 3 pl. h.t.
- BOUŠKA V. (1970).— A systematic review of metamict minerals. *Acta Univ. Carol.*, 3, 143-169.
- BREAKS F.W., SHAW D.M. (1973).— The Silent Lake pluton, Ontario : A nodular, sedimentary, intrusive complex. *Lithos*, 6, 2, 103-122.
- BRØGGER W.C. (1933).— On several archæan rocks from the south coast of Norway : I Nodular granites from the environs of Kragerö. *Skr. Norske Vidensk-Akad., Mat. Naturv. Kl.*, 8, 1-97.
- BRON F. (1970).— Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du Lac Isidore (Québec), Canada. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 120 p.
- BROUSSE R. (1962).— Charnockites et granulites dans le socle du sud du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 254, 328.
- BROWN G.C., FYFE W.S. (1970).— The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28, 310-318.
- (1971).— Kyanite - andalusite equilibrium. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 33, 227-231.
- (1972).— The transition from metamorphism to melting : status of the granulite and eclogite facies. *24th I.G.C., section 2, Montréal*, 27-34.

- BUDDINGTON A.F. (1948).— Origin of granitic rocks of the north-west Adirondacks.
Mem. geol. Soc. Am., 28, 28-43.
- BUGGE J. (1945).— Geological and petrological investigations in the Kingsberg-Bamble formation.
Norg. geol. Unders., 160, 1-150.
- BYERLY G.R., VOGEL T.A. (1973).— Grain boundary processes and development of metamorphic plagioclase.
Lithos, 6, 183-202.
- CARMICHAEL D.M. (1969).— On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks.
Contr. Mineral. and Petrol., 20, 244-267.
- CARUBA R., TURCO G. (1971).— Mise au point sur la notation des faces du zircon. Elaboration d'une méthode d'indexation rapide des faces des zircons accessoires des roches par utilisation d'abaques.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 94, 427-436.
- CARSTENS H. (1967).— Exsolution in ternary feldspar. Intergranular precipitation in alkali feldspar containing calcium in solid solution.
Contr. Mineral. and Petrol., 14, 316-360.
- (1967).— Exsolution in ternary feldspar. On the formation of antiperthites.
Contr. Mineral. and Petrol., 14, 27-35.
- CHAILLOU D. (1967).— La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézaillier (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle – Clermont-Ferrand – 218 p.
- CHAKRAVORTY P.S. (1960).— Notes on the occurrences of three aluminium silicates, near the trijunction of Bankura, Midnapore and Purulia districts, West Bengal, India.
Q. Jl. geol. Min. metall. Soc. India, 32, 51-53.
- CHAURIS L., LE BAIL F. (1970).— Minéraux de Basse-Bretagne.
Penn ar Bed, numéro spécial.
- CHESSEX R., VUAGNAT M. (1961).— L'âge du massif de Traversella (Piémont, Italie) par la méthode des "dommages dûs à la radioactivité".
Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 67, 303, 395-406.
- CHINNER G.A. (1960).— Pelitic gneisses with varying ferrous-ferric ratio from Glen Clova, Angus, Scotland.
J. Petrology, 1, 178-217.
- (1961).— The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus.
J. Petrology, 2, 312-323.
- (1965).— The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland.
Mineralog. Mag., 34, 132-143.

- CHINNER G.A., SMITH J.V., KNOWLES C.R. (1969).— Transition metal contents of Al_2SiO_5 polymorphs.
Am. J. Sci., 267 A, Schairer volume, 96-113.
- CLARK S.P., ROBERTSON E.C., BIRCH A.F. (1957).— Experimental determination of kyanite, sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures.
Am. J. Sci., 255, 628-640.
- CLOIZEAUX (des), DAMOUR (1960).— Examen des propriétés optiques et pyrogénétiques des minéraux connus sous les noms de gadolinites, allanites, orthites, euxénites, tyrite, yttrotantalite et fergusonite.
Annls. Chim. Phys., 59, 357-379.
- COGNÉ J. (1960).— Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille.
Mém. Serv. carte géol. Fr., 382 p., 25 pl. h.t., 7 dpl., H.T., 1 carte couleur dpl. h.t.
- COGNÉ J., VON ELLER J.P. (1961).— Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques.
Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., 14, 59-64.
- DAVOINE P. (1969).— La distinction géochimique ortho-para des leptynites.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 92, 59-75.
- DE LA ROCHE H. (1965).— Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonaises.
Géol. Rdsch., 55, 274.
- (1968).— Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques.
C.R. Acad. Sci., Paris, 267, 39-42.
- DESTOMBES J.P., RAGUIN E. (1955).— Etude de la partie occidentale du Massif de l'Aston, Ariège.
Bull. Soc. géol. Fr., 5, 101-113.
- DIDIER J. (1954).— Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français.
Annls. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 23, 254 p.
- DIETRICH R.V. (1960).— Banded gneisses.
J. Petrology, 1, 99-120.
- DUDEK A., MATĚJOVSKÁ O., SUK M. (1974).— Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia.
Krystalinikum, 10, 67-68.
- ELLIOT R.B., MORTON R.D. (1965).— The nodular metamorphic rocks from the environs of Kragerö, south coast of Norway.
Norsk geol. Tidsskr., 45, 1-20.

- ENGELS J.P. (1972).— The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study.
Leid. geol. Meded., 48, 83-133.
- ESKOLA P. (1929).— On mineral facies.
Geol. För. Stockh. Förh., 51, 2, 157-172.
- (1952).— On the granulite of Lapland.
Am. J. Sci., 1, 133-171.
- EUGSTER H.P. (1970).— Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-feldspar and aluminosilicate assemblages.
Fortschr. Miner., 47, 1, 106-123.
- EVANS W.B., GUIDOTTI C.V. (1966).— The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A.
Contr. Mineral. and Petrol., 12, 25-62.
- FAYE G.H., NICKEL E.H. (1969).— On the origin of colour and pleochroism of kyanite.
Can. Mineralogist, 10, 35-46.
- FEDIUK F. (1974).— Cordieritreglung in moldanubischen Gneisen.
Krystalinikum, 10, 79-88.
- FEDIUKOWÁ E., FEDIUK F. (1971).— Moldanubian granulites of the Písek-Týn area.
Acta Univ. Carol., 1-2, 25-47.
- FELIX C. (1968).— L'association disthène-andalousite-sillimanite. Etude pétrographique.
Annls Soc. géol. Belg., 91, 353-638.
- FISCHER G. (1959).— Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.
Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 41, 1-22.
- FISCHER L.H. (1860).— Neue Mineralien im Schwarzwald.
Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., 795-797.
- FLUCK P. (1971).— Pétrographie et histoire métamorphique des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges).
Thèse 3ème cycle — Strasbourg — 110 p.
- FLUCK P., VON ELLER J.P. (1971).— Contribution à l'étude tectonique des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges).
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 24, 2-3, 149-178.
- FORESTIER F.H. (1961-1963).— Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français).
Bull. Serv. Carte géol. Fr., 271, 49, 302 p., 5 pl. h.t.
- (1971).— Natur und Herkunft der Peridotite in den französischen Kristallinsockeln. Probleme der Granulitefazies.
Fortschr. Miner., 48, 1, 75-85.
- FORESTIER F.H., LASNIER B. (1969).— Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français.
Contr. Mineral. and Petrol., 23, 194-235.

- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1974).— Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif armoricain de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15,
- FORESTIER F.H., LASNIER B., MARCHAND J.— La série granulitique du Haut-Allier. *Trav. Lab. Petr. Min.*, Nantes, en préparation.
- FRANCIS G.H. (1956).— Facies boundaries in pelites in the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, 93, 353-638.
- FREJVALD M. (1970).— The problem of platy quartz in rocks of crystallin basements. *Acta Univ. Carol.*, 2, 95-103.
- FRENCH B.M. (1966).— Some geological implications of equilibrium between graphite and a C-H-O gas phase at high temperatures and pressures. *Rev. Geophysics*, 4, 223-253.
- GAGNY C., NICOLAS A. (1966).— La séparation des minéraux dans les roches. *Trav. Lab.* — Nantes — 75 p., 10 pl. h.t.
- GARDNER P.M. (1972).— Hollow apatites in a layered basic intrusion, Norway. *Geol. Mag.*, 109, 5, 385-464.
- GOLDSMITH J., LAVES F. (1954).— Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. cosmochim. Acta*, 6, 2-3, 110-118.
- GOLDSMITH R. (1959).— "Granofels", a new metamorphic rock name. *J. Geol.*, 67, 109-110.
- GORAI M. (1951).— Petrological studies on plagioclase twins. *Am. Miner.*, 36, 884-901.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967).— An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. cosmochim. Acta*, 31, 767-833.
- GRIFFIN W.L. (1969).— Replacement antiperthites in gneisses of the Babbitt-Embaras area, Minnesota, U.S.A. *Lithos*, 2, 171-186.
- GRIFFIN W.L., JENSEN B.B., MISRA S.N. (1971).— Anomalous elongated rutile in eclogite-facies pyroxène and garnet. *Norsk geol. Tidsskr.*, 51, 177-185.
- GUIDOTTI V.C. (1963).— Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant pond quadrangle, Maine. *Am. Miner.*, 48, 772-792.

- HAMEURT J. (1968).— Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes.
Thèse multicopiée 3v. — Nancy.
- HARIYA Y., DOLLASE W.A., KENNEDY G.C. (1969).— An experimental investigation of the relationship of mullite to sillimanite.
Am. Miner., 54, 1417-1451.
- HARKER A. (1939).— Metamorphism.
Methuen and Co., London, 359 p.
- HATA S. (1939).— The alteration of allanite.
Sci. Pap. Inst. phys. chem. Res., Tokyo, 36, 898-948.
- HICKLING N.L., PHAIR G., MOORE R., ROSE H.J. Jr. (1970).— Boulder Creek batholith, Colorado. I — Allanite and its bearing upon age patterns.
Bull. geol. Soc. Am., 81, 7, 1973-1994.
- HIETANEN A. (1956).— Kyanite-andalousite-sillimanite in the schist in Boehls Butte Quadrangle, Idaho.
Am. Miner., 41, 1-27.
- (1969).— Distribution of Fe and Mg between garnet staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various metamorphic zones, north of the Idaho Batholith.
Am. J. Sci., 267, 423-425.
- HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968).— Stabilitätsbeziehungen Chlorit, cordierit, und Almandin bei der Metamorphose.
Contr. Mineral. and Petrol., 18, 17-42.
- HOFSETH B. (1942).— Geologiske Undersökelse ved Kragerö, i Holleia og Troms.
Norg. geol. Unders., 157, 7-47.
- HOLDAWAY M.J. (1968).— Stability of andalousite.
Geol. Soc. Am., Am. Mtg. Programm, Abs., p. 140.
- (1971).— The aluminium silicate triple-joint.
Am. J. Sci., 269.
- HOLLAND H.D., KULP J.L. (1950).— Geologic age from metamict minerals.
Science, Index to vol. 111, 312.
- HOLM J.L., KLEPPA O.J. (1966).— The thermodynamic properties of the aluminium silicates.
Am. Miner., 51, 1608-1622.
- HSU L.C. (1968).— Selected phase relation in the system Al-Mn-Fe-Si-OH. A model for garnet equilibria.
J. Petrology, 9, 1.

- HUBBARD F.H. (1965).— Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S.W. Nigeria.
Am. Miner., 50, 2040-2051.
- HUBREGTSE J.J.M.W. (1973).— Petrology of the Millid area, a precambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain.
Leid. geol. Meded., 49, 9-31.
- HUTTON C. (1950).— Allanite from Yosemite national park, Tuolumne Co. California.
Am. Miner., 36, 3-4, 233-248.
- IYAMA J.T. (1966).— Contribution à l'étude des équilibres sub-solides du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide des réactions d'échange d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 89, 442-454.
- JUNG J. (1953).— Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français.
Bull. Soc. géol. Fr., 3, 329-341.
- (1958).— Précis de pétrographie.
Masson et Cie, Paris.
- KATZ M.B. (1968).— The fabric of the granulites of Mont Tremblant Park, Québec.
Can. J. Earth Sci., 5, 801-812.
- KHITAROV N.I., PUGIN V.A., CHAO PIN, SLUTSKILA B. (1963).— Relations between andalousite, kyanite and sillimanite at moderate temperatures and pressures.
Geochemistry (english trans. of Geokhimiya), 235-244.
- KORNPORST J. (1971).— Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif.
Thèse multicopiée — Paris — 376 p., 4 pl. h.t.
- KOZŁOWSKI K. (1961).— The granulitic complex of Stary Gieraltow — East Sudetes.
Arch. Mineral., 25, 107-122, 9 pl. h.t.
- KRESTEN (Von) P. (1970).— Die Metamiktisierung von Zirkon.
Geol. För. Stockh. Förh., 92, 1, 110-114.
- LADURON D. (1966).— Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince.
Annls Soc. géol. Belg., 89, 8, 281-294.
- LANGER K., SCHREYER W. (1969).— Infraction and powder X ray diffraction studies on the polymorphism of cordierite $Mg_2(Al_4Si_5O_8)$.
Am. Miner., 54, 9-10, 1442-1459.
- LANGER K., FRENTROP K.R. (1973).— Synthesis and some properties of iron- and vanadium-bearing kyanites $(Al, Fe^{3+})_2SiO_5$ and $(Al, V^{3+})_2SiO_5$.
Contr. Mineral. and Petrol., 41, 31-46.

- LASNIER B. (1968a).— Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la péridotite à grenat du massif de Courtilles (Haute-Loire).
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 91, 490-494.
- (1968b).— Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolitique des Monts du Lyonnais (Massif Central français).
Bull. Soc. géol. Fr., 7, 10, 179-185.
- (1970).— Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etudes préliminaires des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures (France).
Thèse 3ème cycle — Nantes — 297 p.
- (1971).— Les péridotites et pyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais) (France).
Contr. Mineral. and Petrol., 34, 29-42.
Trav. Lab. Pétrol. et Minéral., Nantes, 60 p.
- LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973).— Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss œillés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France).
Contr. Mineral. and Petrol., 41, 131-144.
Trav. Lab. Pétrol. et Minéral., Nantes, 31 p.
- LEAKE B.E. (1968).— A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals.
Geol. Soc. Am., Spec. Papers, 98.
- LEMOINE S. (1967).— Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire).
Thèse 3ème cycle — Clermont-Ferrand — 148 p.
- LEYRELOUP A. (1973).— La lithologie du socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes : Granites et série charnockitique, leur thermométamorphisme (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle, Nantes, 356 p.
- LIMA DE FARIA (1968).— Heat treatment of metamict euxenites, polymignites, yttrantalites, samarskites, pyrochlores and allanites.
Mineralog. Mag., 31, 937-942.
- DE LIMUR (1884).— Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan.
Paris, Imprimerie Nationale.
- LOSERT J. (1968).— On the genesis of nodular sillimanitic rocks.
XXIII° Intern. Geol. Congress, Prague, 4, 109-122.
- (1971).— On the volcanogenic origin of some moldanubian leptynites.
Krystalinikum, 7, 61-84.

- LOSERT J., FISERA M. (1964).— Roches nodulaires quartzo-sillimaniteuses dans les complexes cristallins du Moldanubikum.
In : "Noyau du Massif de la Bohème", Azopro-Session, Prague, 9-13.
- LUTH W.C., JAHNS R.H., TUTTLE O.F. (1964).— The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.
J. geoph. Res., 69, 759-773.
- MACAUDIERE J., TOURET J. (1969).— La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble.
Sciences Terre, 14, 3, 199-214, 3 pl. h.t.
- MAISONNEUVE J. (1952).— Les schistes cristallins de la région comprise entre la moyenne vallée de l'Alagnon et la région de Brioude.
Dipl. Géologue-Pétrographe, Univ. Clermont-Ferrand.
- MATĚJOVSKÁ O. (1967).— Petrogenesis of the moldanubian granulites near Náměšť nad Oslavou.
Krystalinikum, 5, 85-103.
- MATHIAS M., SIEBERT J.C., RICKWOOD P.C. (1970).— Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in Kimberlite.
Contr. Mineral. and Petrol., 26, 75-123.
- MEHNERT K.R. (Von) (1962).— Zur Systematik der Migmatite.
Krystalinikum, 1, 95-110.
- (1972).— Granulites. Results of a discussion II.
Neues Jb. Miner. Mh., 4, 139-150.
- MICHOT P. (1961).— Struktur der Mesoperthite.
Neues Jb. Miner. Abh., 96, 213-216.
- MILLER W.J. (1922).— Sillimanite - schist inclusions in granite.
Bull. geol. Soc. Am., 33, 130-133.
- MITCHELL R.S. (1973).— Metamict minerals : a review : I-II.
The Mineralogical Record, 4, 177-182, 214-223.
- MIYASHIRO A. (1957).— Cordierite-indianite relations.
Am. J. Sci., 255, 43-62.
- (1964).— Oxydation and reduction in the earth's crust with special reference to the role of graphite.
Geochim. cosmochem. Acta, 28, 717.
- MOORE A.C. (1970).— Descriptive terminology for the textures of rocks of granulite facies terrains.
Lithos, 3, 123-127.
- MORAWSKI T. (1973).— The Sowie Góry area and its petrological problems.
Livret guide Excursion Azopro, Varsovie, 44-58.
- MURTHY M.V.N., SIDDIQUE H.N. (1964).— Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India.
J. Geol., 72, 123-127.

- NEWTON R.C. (1966).— The kyanite-sillimanite equilibrium at 750°C.
Science, 151, 1222-1225.
- O'HARA M.J., YODER H.S. Jr. (1967).— Formation and fractionation of basic magmas at high pressures.
Scott. J. Geol., 3, 1, 67-117.
- PABST A. (1951).— The metamict state.
Am. Miner., 37, 137-157.
- PARSONS I. (1965).— The feldspathic syenites of the loch Ailsh intrusions, Assynt, Scotland.
J. Petrology, 6, 3, 365-394.
- PELLAS P. (1962 a-b).— Essai de détermination de l'âge géologique à partir des distances réticulaires et des propriétés optiques des allanites radioactives. I et II.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 85, 131-153 ;
85, 213-233.
- PETERLONGO J.M. (1958).— Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français).
Thèse Clermont-Ferrand, 187 p.
- PHILLIPS E.R., RANSOM D.M., VERNON R.H. (1972).— Myrmekite and muscovite developed by retrograd metamorphism at Broken Hill, New South Wales.
Miner. Mag., 38, 570-578.
- PUPIN J.P., TURCO G. (1972 a).— Une typologie originale du zircon accessoire.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 95, 348-359.
- PUPIN J.P. (1972 b).— Le zircon accessoire en géothermométrie.
C.R. Acad. Sci. Paris, 274, 2121-2124.
- PUPIN J.P., TURCO G. (1972 c).— Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène.
C.R. Acad. Sci. Paris, 275, 799-802, 1 pl. h.t.
- READ H.H. (1932).— On quartz-kyanite-rocks in Unst, Shetland Islands and their bearing on metamorphic differentiation.
Mineralog. Mag., 23, 317-328.
- RESTITUITO J. (1971).— La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron), Massif Central français. Le métamorphisme à muscovite-sillimanite, les niveaux sédimentaires et les ressources thermales et minérales.
Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 175 p., 14 p. An., 2 pl. h.t.
- RICHARDSON S.W. (1968).— Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H.
J. Petrology, 9, 3, 467-488.
- RICHARDSON S.W., BELL P.M., GILBERT M.C. (1968).— Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° et 1500°.
Am. J. Sci., 266, 513-541.

- RICKWOOD P.C. (1968).— On recasting analyses of garnet into end member molecules.
Contr. Mineral. and Petrol., 18, 175-198.
- ROQUES M. (1941).— Les schistes cristallins de la partie S.W. du Massif Central français.
Mém. Serv. Carte géol. Fr. (Thèse, Clermont Ferrand).
- RÜGER L. (1931).— Über Faserkieselknollen (sillimanit-quarzite) aus den Biotitgneissen des Mt Arbino (Tessin) und ihre Deutung als Gerölle.
Zentbl. Miner. Geol. Paläont., 32B, 488-493.
- SABATÉ P. (1968).— Etude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Allagnon et l'Allier (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 170 p.
- SAHAMA T.G. (1936).— Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lapplandischen Granulitformation.
Bull. Comm. geol. Finl., 113, 1-119.
- SANDERS L.D. (1954).— The status of sillimanite as an index of metamorphic grade in the Kenya basement.
Geol. Mag., 91, 144-152.
- SASTRI G.C.K. (1958).— Determination of the end member composition of the garnets from their physical properties.
Rec. geol. Surv. India, 87, 757-780.
- SCHARBERT H.G. (1963a).— Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies.
Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 3, 8, 591-598.
- (1963b).— Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. I-Teil.
Neues Jb. Miner. Abh., 100, 1, 59-86.
- (1964a).— Die Granulite des Südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. II-Teil.
Neues Jb. Miner. Abh., 101, 1, 27-66.
- (1964b).— Die Granulite des Südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. III-Teil.
Neues Jb. Miner. Abh., 101, 2, 210-231.
- (1971).— Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten.
Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 16, 252-267.
- SCHEUMANN K.H. (1961).— Granulit, eine petrographische Definition.
Neues Jb. Miner. Abh., 96, 1, 75-80.
- SCHEUMANN K.H., BEHR H.J. (1963).— Konvergenzerscheinungen am Rande des sächsischen Granulits.
Akademie Verlag, Berlin, 1, 18-26.
- SCHREYER W., YODER H.S. (1964).— The system Mg-cordierite-H₂O and related rocks.
Neues Jb. Miner. Abh., 101, 271-342.

- SEDERHOLM J. J. (1928).— On orbicular granites, spotted and nodular granites etc ... and on the rapakivi texture.
Bull. Comm. geol. Finl., 83,
- SEIFERT F., LANGER K. (1970).— Stability relations of chromium kyanite at high pressures and temperatures.
Contr. Mineral. and Petrol., 28, 9-18.
- SHIDO F., MIYASHIRO A. (1959).— Hornblendes of basic metamorphic rocks.
J. Fac. Sci. Tokyo, II, 12, 85-102.
- SMULIKOWSKI K. (1973).— Les roches métamorphiques du Mont Snieznik et de la région de Ładek.
Livret guide Excursion AZOPRO, Varsovie, 77-102.
- STRENS R. G. I. (1968).— Stability of Al_2SiO_5 solid solutions.
Miner. Mag., 36, 839-849.
- TEMPIER P. (1967).— Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central français).
Annls Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 63, E, 311 p.
- (1971).— Essai de synthèse sur les séries métamorphiques de la région de Massiac, de la Moyenne Dordogne et de Pontgibaud (Massif Central français).
Revue Sci. nat. Auvergne, 37, 1-2-3-4, 3-21.
- TOBI A. C. (1961).— Recognition of plagioclase twins in sections normal to the composition plane.
Am. Miner., 46, 1470.
- (1962).— Characteristic patterns of plagioclase twinning.
Norsk geol. Tidsskr., 42, 264-271.
- TOURET J. (1969).— "Le socle précambrien de la Norvège méridionale (région de Vegårshei-Gjerstad)".
Thèse Nancy, 3 vol.
- (1970).— Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique.
C.R. Acad. Sci. Paris, 271, 2228-2229.
- (1971 a).— Le faciès granulite en Norvège méridionale. II, Les inclusions fluides.
Lithos 4, 4, 423-436.
- (1971 b).— Contrôle du faciès granulite dans le Bamble par le CO_2 de la phase fluide.
C.R. somm. Séanc. Soc. géol. Fr., 6, 143-146.
- TOURNAIRE (1869).— Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre.
Bull. Soc. Geol. Fr., 26, 1106.

- TUNG S.P. (1950).— The crystalline schists of lower Allagnon valley, Central Massif, France.
Trav. Lab. Geol. Miner. Fac. Sci., Clermont-Ferrand.
- TURNER J.F. (1968).— Metamorphic petrology.
Mc Graw Hill Book Company, 1 vol., 403 p.
- UEDA T. (1957).— Studies on the metamictization of radioactive minerals.
Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., B24, 81-120.
- VANCE J.M. (1961).— Polysynthetic twinnings in plagioclases.
Am. Miner., 46, 1097-1119.
- VAN DER KAADEN (1951).— Optical studies on natural plagioclase feldspar with high and low temperature optics.
Thèse, Utrecht.
- VESELÁ M. (1967).— On the stratigraphical position of granulites in the mol-danubikum. Hosov granulite-gneiss in the Jihlava region.
Krystalinikum, 5, 137-152.
- VIALETTE Y. (1957).— Les schistes cristallins de la région des Couzes - Massif Central.
Dipl. Etude Sup. Univ. Clermont-Ferrand.
- VIRGO D. (1969).— Partitioning of sodium between coexisting K-feldspar and plagioclase from some metamorphic rocks.
J. Geol., 77, 173-182.
- VITANAGE P.W. (1957a).— Studies in zircon types in Ceylon - Precambrian complex.
J. Geol., 65, 117-128, 3 pl. h.t.
- VOGEL T.A. (1970).— The origin of some antiperthites. A mode based on nucleation.
Am. Miner., 55, 1390-1395.
- VOGEL T.A., SMITH B.L., GOODSPEED R.M. (1968).— The origin of antiperthites from some charnockitic rocks in the New Jersey precambrian.
Am. Miner., 53, 1696-1708.
- VOGT J.H.L. (1905).— Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen.
Tscherma's miner. petrogr. Mitt., 25, 36-42.
- VOLL G. (1960).— New work in petrofabrics.
Geol. J., 2, 503-567.
- WAARD D. (De) (1965).— The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands.
J. Petrology, 6, 165-191.
- (1973).— Classification and nomenclature of felsic and mafic rocks of high grade regional-metamorphic terrains.
Neues Jb. Miner. Mh., 9, 381-392.
- WALKER T.L. (1902).— The geology of Kalahandi State.
Mem. Geol. Surv. India, 33, 3-184.

- WEIL D.F. (1966).— Stability relations in the Al_2O_3 – SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3 – SiO_2 – Na_3AlF_6 system. *Geochem. cosmochem. Acta*, 30, 223–238.
- WEISBROD A. (1970).— Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse d'Etat, Nancy, 3 vol.
- WIDENFALK L. (1969).— Electron microprobe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars. *Lithos*, 2, 295–309.
- WINKLER H.G.F. (1965–1967).— Petrogenesis of metamorphic rocks (Rev. Second edition). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- WINKLER H.G.F., SEN S.K. (1973).— Nomenclature of granulite and other high grade metamorphic rocks. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 9, 393–402.
- WOODLAND B.G. (1963).— Petrographic study of thermally metamorphosed pelitic rocks in the Burke area, northeastern Vermont. *Am. J. Sci.*, 261, 354–375.
- WYART J., SABATIER G. (1965).— Réactions des feldspaths alcalins avec des solutions hydrothermales de CaCl_2 . *C.R. Acad. Sci. Paris*, 260, 1681–1685.
- WYLLIE P.J., COX K.G. (1962).— The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrology*, 3, 2, 238–243.
- WYNNE EDWARDS H.R., HAY P.W. (1963).— Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the Wesport area—Ontario. *Can. Mineralogist.*, 7, 453–478.
- ZECK H.P. (1972).— A contribution to granulite discussion. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 4, 163–166.
- ZOUBEK V. (1927).— O injekčním a kontaktním metamorfismu v okolí Pelhřimova. *Sborník S.G.U.*, 7, 263–273.
- ZWART H.J. (1965).— Geological map of the Paleozoic of the central Pyrénées, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. *Leid. geol. Meded.*, 33, 191–254.

■■■■■■■■

TABLE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

FIGURES

Fig. 1.— Situation des régions étudiées dans le bassin du Haut-Allier.....	10
Fig. 2.— "Division of granoblastic Textures" (d'après BERTHELSEN — 1960).....	16
Fig. 3.— Types de structures cataclastiques (d'après KATZ — 1968)	18
Fig. 4.— "Nouvelle classification des granulites s.l. (d'après LEYRELOUP—1973—modifiée)	20
Fig. 5.— Evolution des structures des roches granulitiques acides du Haut-Allier (d'après KATZ — 1968 — modifié)	32
Fig. 6.— Evolution du disthène au sein des gneiss khondalito-kinzigitiques	42
Fig. 7.— Typologie des zircons des granulites rubanées (d'après PUPIN et TURCO — 1972a — pl. II).....	70
Fig. 8.— Géométrie et répartition des nodules de sillimanite et quartz au sein d'une granu- lite rubanée	77
Fig. 9.— Formation des nodules de sillimanite et quartz	81
Fig. 10.— Analyse qualitative à la microsonde électronique d'un phénoclaste plagioclasique de granulite sans silicates d'alumine (HAM 23c) ; traversées en Ca, Na, K ($K\alpha$).....	93
Fig. 11.— Répartition des grenats des roches acides du Haut-Allier sur la projection ($a_A^\circ - n_{Na}$) du tétraèdre de WINCHELL modifié par MATHIAS et al (1968-1970).....	96
Fig. 12.— Grenats des roches acides du Haut-Allier : report sur le diagramme (simplifié) de SASTRI (1958).....	97
Fig. 13.— Typologie des zircons de granulites migmatisées (d'après PUPIN et TURCO — 1972a — pl. II).....	103
Fig. 14.— Types structuraux des migmatites (d'après MEHNERT — 1962).....	134
Fig. 15.— Rôle de CaO, FeO et MgO dans les paragenèses à biotite, sillimanite, grenat et cordiérite (d'après WYNNE-EDWARDS et HAY — 1963)	140
Fig. 16.— Rôle de K ₂ O, FeO et MgO dans les paragenèses à biotite, sillimanite, grenat et cordiérite (d'après WYNNE-EDWARDS et HAY — 1963)	140
Fig. 17.— Diagramme hypothétique montrant la forme du champ de stabilité de la cordiérite (TURNER — 1968)	143
Fig. 18.— Evaluation (P,T) des conditions de cristallisation des roches granulitiques acides du Haut-Allier	156
Fig. 19.— Géothermomètre de BARTH (1951-1955) modifié par IYAMA (1966).....	159
Fig. 20.— Géothermomètre biotite-grenat de PERCHUK (1959).....	160
Fig. 21.— Diagramme $CaO = f(Na_2O + K_2O)$ (DAVOINE — 1969) appliqué à la série granuli- tique du Haut-Allier.....	166
Fig. 22.— Diagramme $Al/3 - K = f(Al/3 - Na)$ (DE LA ROCHE — 1965-1968) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier	168

Fig. 23.— Diagramme MgO, K_2O, Na_2O (DE LA ROCHE et al. — 1965-1968) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier.....	169
Fig. 24.— Diagramme $(al + fm) - (c + alc) = f(si)$ (paramètres de NIGGLI) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier ; comparaison avec les domaines lithologiques définis dans le Moldanubien (in VESELÁ — 1967)	174
Fig. 25.— Diagramme $(al + fm) - (c + alc) = f(si)$ (paramètres de NIGGLI) appliqué à la série granulitique du Haut-Allier ; comparaison avec les domaines des roches volcaniques, des roches sédimentaires et des arkoses (in VESELÁ — 1967).....	175

TABLEAUX

Tab. 1 — Compositions chimiques des roches du groupe khondalito-kinzigitique	55
Tab. 2 — Compositions chimiques globales de "niveaux particuliers ou filons concordants"	57
Tab. 3 — Analyses chimiques des minéraux des roches khondalito-kinzigitiques (grenat - biotite - silicates d'alumine)	66
Tab. 4 — Compositions chimiques des roches du groupe des granulites rubanées.....	73
Tab. 5 — Compositions chimiques des nodules de sillimanite et quartz et matrices correspondantes.....	79
Tab. 6 — Composition chimique des granulites sans silicates d'alumine	106
Tab. 7 — Compositions chimiques des roches dérivées	131

■■■■■■■■

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	5
PLAN DE L'OUVRAGE.....	7
INTRODUCTION.....	9
CHAPITRE I – CONDITIONS DE GISEMENT – STRUCTURE – NOMENCLATURE – TECHNIQUES UTILISEES – TRAVAUX ANTERIEURS.....	15
I.1. Conditions d'affleurement	15
I.2. Structure.....	16
I.3. Nomenclature	19
I.4. Techniques utilisées.....	22
I.5. Travaux antérieurs.....	23
PREMIERE PARTIE – ETUDE PETROGRAPHIQUE DU GROUPE KHONDALITO-KINZIGITIQUE.....	25
CHAPITRE II – LES GNEISS KHONDALITO-KINZIGITIQUES A SILI- CATES D'ALUMINE.....	29
II.1. Conditions de gisement.....	29
II.2. Aspect macroscopique	30
II.3. Structure.....	31
II.4. Constitution minéralogique.....	34
II.4.1. Minéraux principaux.....	35
II.4.1.1. Quartz	35
II.4.1.2. Feldspath potassique	36
II.4.1.3. Plagioclase	37
II.4.1.4. Silicates d'alumine.....	37
II.4.1.5. Grenat	44
II.4.1.6. Biotite.....	47
II.4.2. Minéraux accessoires	48
II.4.2.1. Rutile	48
II.4.2.2. Monazite	48
II.4.2.3. Graphite	49
II.4.2.4. Apatite.....	50
II.4.2.5. Zircon.....	50
II.4.2.6. Minerais	50
II.4.2.7. Corindon.....	51

II.4.3. Minéraux secondaires.....	51
II.4.3.1. Silicates d'alumine.....	51
II.4.3.2. Biotite.....	52
II.4.3.3. Cordiérite	53
II.4.3.4. Spinelle.....	53
II.4.3.5. Muscovite	54
II.5. Chimisme	54
II.6. Niveaux particuliers ou filons concordants.....	56
II.6.1. Minéralogie.....	56
II.6.2. Chimisme	56
II.6.3. Origines possibles	58
II.7. Conclusion	58
Planches hors texte	
CHAPITRE III – LES GRANULITES RUBANÉES A SILICATES D'ALUMINE	
(banded granulites)	61
III.1. Conditions de gisement.....	61
III.2. Aspect macroscopique	61
III.3. Structure	62
III.4. Constitution minéralogique.....	63
III.4.1. Minéraux principaux.....	64
III.4.1.1. Quartz	64
III.4.1.2. Feldspath potassique	64
III.4.1.3. Plagioclase.....	64
III.4.1.4. Grenat	64
III.4.1.5. Silicates d'alumine.....	67
III.4.1.6. Biotite.....	69
III.4.2. Minéraux accessoires	69
III.4.2.1. Zircon.....	69
III.4.2.2. Staurotide	71
III.4.3. Minéraux secondaires	72
III.4.3.1. Spinelle.....	72
III.4.3.2. Silicates d'alumine.....	72
III.5. Chimisme	74
III.6. Les nodules de sillimanite et quartz.....	75
III.6.1. Données de la littérature internationale	75
III.6.2. Description.....	76
III.6.3. Chimisme	82
III.6.4. Interprétation génétique	82
Planches hors-texte	
CHAPITRE IV – LES GRANULITES SANS SILICATES D'ALUMINE.....	
IV.1. Conditions de gisement.....	87

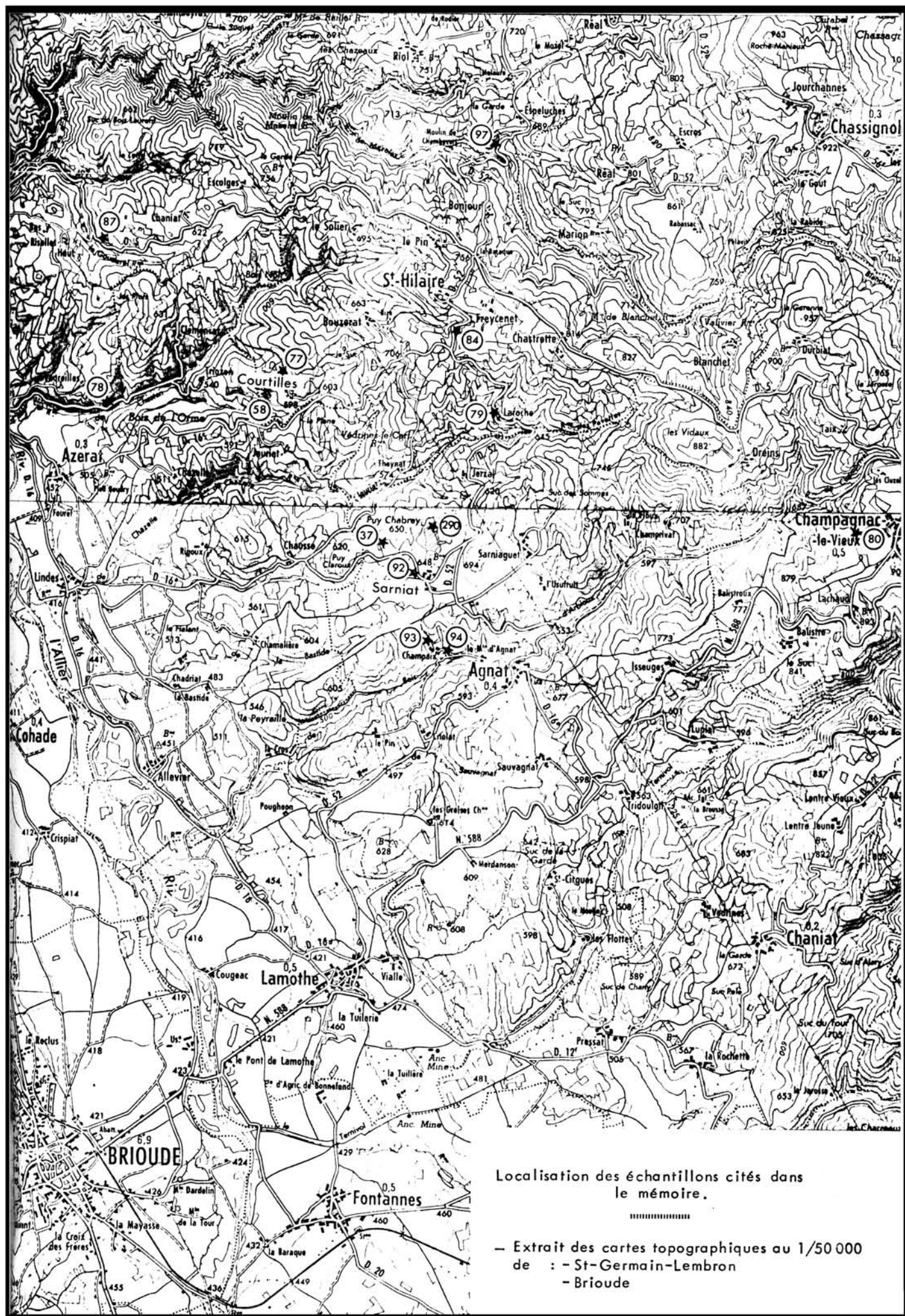
IV.2. Aspect macroscopique	87
IV.3. Structure	88
IV.4. Constitution minéralogique	88
IV.4.1. Minéraux principaux	89
IV.4.1.1. Quartz	89
IV.4.1.2. Feldspath potassique	89
IV.4.1.3. Plagioclase	91
IV.4.1.4. Grenat	94
IV.4.2. Minéraux accessoires	99
IV.4.2.1. Biotite	99
IV.4.2.2. Allanite	100
IV.4.2.3. Zircon	102
IV.4.2.4. Apatite	102
IV.4.2.5. Minerais	104
IV.4.2.6. Amphibole	104
IV.4.2.7. Pyroxène	104
IV.4.2.8. Minéraux titanés	105
IV.4.3. Minéraux secondaires	105
IV.5. Chimisme	105
Planches hors-texte	
CHAPITRE V – LES ROCHES GRANULITIKES HYBRIDES	109
V.1. Roches de transition entre septa de granulite et de pyrigarnite... ..	109
V.1.1. Les granulites claires	109
V.1.2. Les pyrigarnites	110
V.1.3. Les roches de composition intermédiaire	110
V.1.4. Hypothèses génétiques	111
V.2. Niveaux basiques dispersés au sein d'un ensemble acide	112
V.2.1. Grenatite	112
V.2.2. Pyrigarnite	113
V.2.3. Pyroxénite à diopside	113
V.2.4. Gneiss charnockitique	113
V.3. Niveaux acides dispersés au sein d'un ensemble basique	114
V.4. Conclusions	114
CHAPITRE VI – CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES DU GROUPE KHONDALITO-KINZIGITIQUE	117
DEUXIEME PARTIE – LES ROCHES DERIVEES – EVOLUTION DE LA SERIE GRANULITIQUE	
CHAPITRE VII – GNEISS ET "MICASCHISTES"	125
VII.1. Les gneiss à biotite et sillimanite	125

VII.1.1. Description pétrographique.....	125
VII.1.2. Rapport entre les gneiss khondalito-kinzigitiques et les gneiss à biotite et sillimanite.....	128
VII.2. Les gneiss leptyniques à biotite et/ou amphibole	129
VII.3. Les leptynites.....	130
VII.4. Les "micaschistes".....	130
VII.4.1. Description pétrographique.....	130
VII.4.2. Le "métamorphisme livradois".....	132
Planches hors-texte	
CHAPITRE VIII – MIGMATITES.....	133
VIII.1. Les "anatexites schisteuses".....	133
VIII.2. Les anatexites grenues à cordiérite.....	135
VIII.3. "Les restats".....	137
VIII.4. La cordiérite.....	138
VIII.4.1. La cordiérite et les roches de la "série alumineuse",....	138
VIII.4.2. Origine de la cordiérite	141
VIII.4.2.1. Les "bourgeons" et auréoles.....	141
VIII.4.2.2. Les nodules.....	144
VIII.4.2.3. Les cristaux automorphes.....	144
VIII.4.2.4. Les agrégats cristallins dans les pegmatoïdes..	144
VIII.5. Conclusions à l'étude des migmatites	145
Planches hors-texte	
CHAPITRE IX – EVOLUTION DES PARAGENESES DES ROCHES DU GROUPE KHONDALITO-KINZIGITIQUE.....	147
IX.1. La série alumineuse	147
IX.2. Les granulites sans silicates d'alumine.....	151
CHAPITRE X – EVOLUTION THERMODYNAMIQUE DE LA SERIE	153
X.1. Rôle des fluides	153
X.1.1. Fugacité de l'oxygène : $F(O_2)$	154
X.1.2. Pression partielle en eau : $P(H_2O)$	154
X.1.3. Pression partielle en gaz carbonique : $P(CO_2)$ et composés organiques ($P(CH_4)$, ...).....	155
X.2. Estimation de la pression totale et de la température de cristallisation des assemblages métamorphiques primaires	155
X.2.1. Assemblages initiaux.....	155
X.2.2. Géothermomètre de BARTH (1951-1955) modifié par IYAMA (1966).....	158
X.2.3. Géothermomètre de PERCHUK (1969).....	158
X.2.4. Typologie des zircons.....	161
X.2.5. Température et pression lithostatique totale retenues pour l'assemblage initial.....	161
X.3. Evolution des conditions thermodynamiques	161

CHAPITRE XI – LITHOLOGIE ORIGINELLE	165
XI.1. Origine des granulites sans silicates d'alumine.....	165
XI.2. Origine des gneiss khondalito-kinzigitiques	169
XI.3. Origine des granulites rubanées.....	170
XI.3.1. Les niveaux sombres.....	170
XI.3.2. Les niveaux clairs	170
XI.3.3. Problème des textures rubanées.....	171
XI.4. Analogies avec d'autres séries européennes.....	173
CONCLUSIONS	177
BIBLIOGRAPHIE.....	183
TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX	201
TABLE DES MATIERES	203

■■■■■■■■■■





Localisation des échantillons cités dans le mémoire.

.....

— Extrait des cartes topographiques au 1/50 000
de : - St-Germain-Lembron
- Brioude

